

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

**Přírodovědecká fakulta**

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



**Bc. Ondřej Hotový**

**Výpočet faktorů tání sněhu v jehličnatém lese s různou strukturou a na  
otevřené ploše v malém horském povodí**

Calculation of melt factors in a forest with different structure and in an open  
area in a small mountain catchment

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

Praha 2016

# Zadání bakalářské práce

## Téma práce

Výpočet faktoru tání sněhu na podkladě terénním a automaticky měřených ve vybraných horských lokalitách ČR

## Cíle práce

Bakalářská práce si stanovuje následující cíle:

1. Zhodnocení současného stavu výzkumu (pomocí rešerše odborné literatury) týkajícího se faktorů ovlivňující tání sněhu a metod výpočtu akumulace a tání sněhu
2. Opakované terénní měření výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu ve vybraných horských lokalitách v ČR zaměřené především na období tání sněhu
3. Výpočet faktoru tání (*melt factor*, *degree-day factor*) jakožto parametru metody teplotního indexu na měřených lokalitách a porovnání vypočtených hodnot s hodnotami vypočtenými na základě dat automatických stanic (sněhový polštář, sněhové váhy). Nad rámec zadání je možné vytvořit jednoduchý model tání sněhu s využitím přístupu *degree-day* a ověřit jeho schopnost simulovat tání sněhu na vybraných lokalitách.

## Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Tání sněhu se řídí energetickou bilancí sněhové pokrývky a je ovlivněno celou řadou faktorů, především typem vegetace a topografie. Tyto faktory výrazně ovlivňují množství krátkovlnné a dlouhovlnné radiace dané lokality. K výpočtu tání sněhu se ale často používá jednoduchých koncepčních metod založených na přístupu *degree-day* (teplotní index).

V rámci práce bude provedena rešerše české i zahraniční literatury na téma faktorů ovlivňující tání sněhu a metod výpočtu akumulace a tání sněhu. Dále bude na vybraných lokalitách v rámci experimentálních povodí katedry provedeno měření výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu (*SWE*) vždy na otevřené ploše a v blízkém lesním porostu. V případě lokalit na Šumavě bude zohledněn i les poškozený kůrovcem. Měření proběhne opakovaně během akumulace sněhu, aby bylo k dispozici více dat z jedné zimní sezóny.

Na základě naměřených dat a dat získaných v minulých letech budou za pomoci rovnice teplotního indexu (*degree-day*) odvozeny faktory tání pro jednotlivé lokality. Hodnoty faktorů budou následně pomocí jednoduchých statistických metod dávány do souvislosti s charakteristikami lokalit (struktura vegetace, různá topografie). Data budou validována pomocí dat z automatických stanic.

Datum zadání: 30. 11. 2015

Jméno studenta: Bc. Ondřej Hotový

Podpis studenta: .....

Jméno vedoucího práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

Podpis vedoucího práce: .....

**Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem tuto práci vypracoval samostatně a všechny uvedené prameny jsem řádně citoval. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 13. května 2016

.....

Bc. Ondřej Hotový

### **Poděkování**

Rád bych tímto poděkoval rodině za podporu po celou dobu studia a Ondřeji Matějkovi za poskytnutá data a spolupráci při terénních měřeních. Největší dík patří vedoucímu práce RNDr. Michalu Jeníčkovi, Ph.D. za trpělivost při vedení práce, odborné rady, cenné připomínky a věnovaný čas.

## Abstrakt

### Výpočet faktorů tání sněhu v jehličnatém lese s různou strukturou a na otevřené ploše v malém horském povodí

Bakalářská práce se věnuje problematice vývoje sněhové pokrývky v souvislosti s působením různých fyzicko-geografických faktorů, se zaměřením na vliv vegetačního krytu, který významně ovlivňuje jednotlivé složky energetické bilance sněhové pokrývky, potažmo srážko-odtokový režim území. Práce je zaměřena na sledování rozdílů v charakteru tání sněhu na otevřené ploše, pod vzrostlým lesním porostem a lesem napadeným kůrovcem. Data o výšce a vodní hodnotě sněhu, získaná terénními měřeními v experimentálním povodí Ptačího potoka na Šumavě během zimy 2015/2016, jsou vyhodnocována pomocí jednoduché koncepční metody teplotního indexu (*degree-day*). Na základě přístupu *degree-day*, který popisuje vztah mezi rychlostí tání sněhu a teplotou vzduchu, jsou určeny faktory tání pro každý typ lokality dle vegetačního krytu. Pro zdravý les je výsledná hodnota faktoru tání  $1,71 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ , v napadeném lese se disturbance projevuje zvýšením hodnoty na  $2,07 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$  a na otevřené ploše činí hodnota  $2,68 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ . Součástí práce je prostý model, který na základě zjištěných faktorů tání předpovídá vývoj vodních hodnot sněhu v daných lokalitách. Model slouží jako vhodný nástroj pro vyhodnocování množství vody v povodí. Zároveň potvrzuje fakt, že v období tání dochází k nejintenzivnějšímu úbytku vodní hodnoty na otevřených plochách, zatímco ve zdravém lese je tání zpomalováno intercepcí porostu.

**Klíčová slova:** faktor tání, tání sněhu, metoda *degree-day*, lesní disturbance

## Abstract

This bachelor thesis focuses on the development of snowpack in connection with effects of different physical-geographical factors, especially with the strong influence of vegetation on components of energy balance of the snowpack, including rainfall and runoff regimes of the area. The main aim of this thesis is to investigate the differences in snowmelt characteristics in an open area, under healthy coniferous forest and under forest infected by the bark beetle (*Ips typographus*). The snow depth and snow water equivalent data were obtained by field measurements at selected study sites in the experimental basin of Ptačí Brook in the Šumava Mountains during winter 2015/2016. The data were evaluated by simple conceptual method based on degree-day approach (temperature index), which examines the relationship between the snowmelt rate and air temperature. According to vegetation, degree-day factors were defined for each type of area as  $1.71 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  for healthy coniferous forest,  $2.07 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  in forest infected by the bark beetle and  $2.68 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  in an open area. A simple model is a part of the thesis. It predicts the development of snow water equivalents using melt factors and it was used to evaluate the snow storages during snowmelt in study sites. Furthermore, it showed, that the most intensive decrease of snow water equivalent is typical for open areas, whereas snowmelt is reduced by the interception under healthy coniferous forest.

**Key words:** melt factor, snowmelt, degree-day approach, forest disturbances

## Obsah

1	Úvod.....	4
1.1	Struktura práce.....	4
1.2	Cíle práce.....	5
1.3	Výzkumné otázky a hypotézy.....	5
2	Současný stav poznatků o tání a sněhové pokrývce.....	6
2.1	Vybrané fyzikální vlastnosti sněhové pokrývky .....	6
2.1.1	Hustota sněhu .....	6
2.1.2	Vodní hodnota sněhu.....	7
2.1.3	Albedo .....	8
2.1.4	Vývoj sněhové pokrývky a procesy v ní probíhající.....	9
2.2	Fyzicko-geografické faktory ovlivňující akumulaci a tání sněhové pokrývky ..	9
2.2.1	Klimatické faktory.....	10
2.2.1.1	Teplota vzduchu a atmosférické srážky.....	10
2.2.1.2	Větrné proudění.....	10
2.2.1.3	Sluneční radiace.....	11
2.2.2	Geografické faktory.....	11
2.2.2.1	Nadmořská výška.....	11
2.2.2.2	Orientace svahu vůči světovým stranám (expozice) a sklon terénu...12	
2.2.3	Vegetace .....	12
2.3	Metody výpočtu akumulace a tání sněhu .....	15
2.3.1	Úvod.....	15
2.3.2	Metoda energetické bilance.....	15
2.3.3	Metoda teplotního indexu.....	17
2.3.3.1	Faktor tání.....	18
2.3.3.2	Faktor tání a variace výpočtu.....	19
2.3.3.3	Další aplikace metody teplotního indexu ve výzkumu.....	23

3	Materiál a metody.....	25
3.1	Fyzicko-geografická charakteristika povodí Ptačího potoka.....	25
3.1.1	Vymezení zájmové lokality.....	25
3.1.2	Geologické a geomorfologické poměry území .....	25
3.1.3	Klimatické poměry území .....	27
3.1.4	Hydrologické poměry území .....	29
3.1.5	Pedologické poměry území .....	30
3.1.6	Vegetace a krajinný pokryv území .....	31
3.2	Měření dat.....	32
3.3	Zpracování dat .....	34
3.4	Model tání sněhu .....	35
4	Výsledky.....	36
5	Diskuze.....	45
5.1	Hodnocení výsledků v kontextu jiných studií .....	45
5.2	Nejistoty při měření a zpracování dat.....	46
6	Závěr.....	48
7	Zdroje .....	49
7.1	Seznam použité literatury .....	49
7.2	Datové zdroje.....	54
8	Seznam obrázků .....	55
9	Seznam tabulek .....	56

# 1 Úvod

Sezónní sněhová pokrývka, která se v našich zeměpisných šířkách vyskytuje běžně od listopadu do května, tvoří nepostradatelnou součást hydrologického cyklu ve střední Evropě. Ačkoli je význam sněhu pro každodenní život společností často nedoceněný (DeWalle a Rango, 2008), je třeba mu věnovat zvýšenou pozornost, zejména v souvislosti se vzrůstajícím trendem extremity podnebí. Sníh ovlivňuje jak fyzicko-geografickou, tak socioekonomickou oblast života a jeho množství a prostorové rozložení je ovlivněno celou řadou faktorů, především typem klimatu, vegetace a topografie. Jeho účinek je často vnímán zejména v období tání, které vlivem zvýšené teploty, navíc v kombinaci s dešťovými srážkami, může představovat častou příčinu vzniku povodně (Kutláková a Jeníček, 2012). Kromě povědomí o konkrétním působení klimatických a geografických faktorů na akumulaci a tání sněhu je pro předpověď průběhu eventuální povodně zásadní znalost množství vody ve sněhové pokrývce, jejíž tání se řídí energetickou bilancí, na jejímž základě má tání pod lesním porostem v různých stádiích odlišný průběh než odtávání sněhu na volné ploše.

Terénní a automaticky měřená data, zejména výška sněhové pokrývky, vodní hodnota sněhu, teplota vzduchu a úhrn srážek, jsou podstatnými vstupními parametry pro modelování a výpočet průběhu tání. Samotné modelování může být provedeno na základě metod energetické bilance či přístupem založeným na metodě teplotního indexu. Vytvořené modely při spolehlivé shodě s reálným scénářem odtoku vody z tajícího sněhu slouží jako účinný nástroj hydrologické predikce. Podobné matematické reprezentace se zejména v poslední době stávají významným nástrojem hydrologů a vodohospodářů pro návrhové účely či operativní předpovědi (Jeníček, 2005).

## 1.1 Struktura práce

Práce má standartní strukturu. Její první část má charakter rešerše odborné české i zahraniční literatury se zaměřením na zhodnocení současného stavu výzkumu zaměřeného na tání sněhové pokrývky. V rámci rešerše jsou uvedeny publikace autorů, týkající se především klimatických či topografických faktorů a účinků vegetace, které zásadně ovlivňují tání sněhu. Dále jsou v práci popsány vybrané fyzikální vlastnosti sněhové pokrývky a některé základní procesy v ní probíhající. Největší důraz je kladen na zhodnocení výzkumu v oblasti využití metod výpočtu akumulace a tání sněhu, zejména na metody založené na přístupu teplotního indexu (*degree-day*). Druhou část práce tvoří popis výzkumu prováděného ve vybraných lokalitách Ptačího potoka na Šumavě se zaměřením na problematiku tání sněhu v různých typech vegetačního pokryvu (otevřená plocha, zapojený les a kůrovcem napadený les). Součástí výzkumu je výpočet faktoru tání, jakožto parametru metody teplotního indexu. Získané výsledky práce jsou vyhodnocovány v konfrontaci s odbornými publikacemi autorů uváděných v první části práce.



## 1.2 Cíle práce

Bakalářská práce si stanovuje následující cíle:

- 1) Zhodnocení současného stavu výzkumu, týkajícího se faktorů, které ovlivňují tání a akumulaci sněhu, popis metod výpočtů tání sněhu pomocí rešerše odborné české i zahraniční literatury.
- 2) Aplikace poznatků při terénních měřeních výšky a vodní hodnoty sněhu na zvolených lokalitách v povodí Ptačího potoka na Šumavě a výpočet faktorů tání jakožto parametru metody teplotního indexu.
- 3) Sestavení jednoduchého modelu tání s využitím přístupu *degree-day* (teplotní index)

## 1.3 Výzkumné otázky a hypotézy

Práce si pokládá následující výzkumné otázky:

- 1) Jak se na akumulaci a tání sněhu projevuje vliv vegetačního krytu v různých podobách (otevřená plocha, zapojený les, les poškozený kůrovcem) a které další faktory se na průběhu tání podílejí?
- 2) Jakými metodami výpočtu lze akumulaci a tání sněhové pokrývky zjišťovat?
- 3) Jakým způsobem lze aplikovat metodu teplotního indexu a jaké jsou její různé další varianty využití?
- 4) Simuluje vytvořený model uspokojivě skutečný průběh tání sněhu?

a stanovuje následující výzkumné hypotézy:

- 1) Významným faktorem, který ovlivňuje akumulaci sněhové pokrývky, je intercepce vegetačního krytu.
- 2) V lesním porostu dochází ke zpomalování akumulace i tání sněhu, na otevřené ploše je hromadění i tání sněhu urychleno.
- 3) Faktory tání pro otevřenou plochu jsou obecně nejvyšší, nižší hodnoty (než pro otevřené plochy) jsou pro mýtiny a poškozený les, obecně nejnižší hodnoty pak pro les.
- 4) Vytvořený model odpovídá skutečnému vývoji sněhové pokrývky.

## **2 Současný stav poznatků o tání a sněhové pokrývce**

### **2.1 Vybrané fyzikální vlastnosti sněhové pokrývky**

V následující kapitole jsou popsány vybrané fyzikální vlastnosti sněhu a charakteristiky sněhové pokrývky, které je třeba brát v potaz při snaze pochopit základní procesy, probíhající přímo uvnitř sněhové pokrývky či na rozhraních atmosféra-sníh a sníh-půda. Jedná se o parametry, jež jsou obvykle časově i prostorově variabilní, a to především v závislosti na okolních geografických a klimatických podmínkách.

Tím nejdetailnějším zkoumaným parametrem může být tvar a velikost jednotlivých krystalických jader. Existují různé klasifikace sněhových krystalů. Jednou z nich je klasifikace dle Weickmanna (1947, in Singh a Singh, 2001), který rozčlenil různé typy krystalů podle toho, při jaké teplotě vzduchu dochází k jejich vzniku. Shlukování jednotlivých jader pak vytváří sněhovou pokrývku. Pro účely práce zde budou uvedeny pouze ty charakteristiky, které se týkají samotné sněhové pokrývky jako celku a jejichž časovou a prostorovou diverzitu lze přisuzovat změnám v krajinném pokryvu, expozici svahů a dalším fyzicko-geografickým charakteristikám daného území. Zároveň se jedná o fyzikální vlastnosti, které jsou zohledňovány při modelování pomocí metod energetické bilance a teplotního indexu (viz kapitola 2.4). Jsou jimi především hustota a vodní hodnota sněhu a radiační charakteristiky, související mimo jiné s albedem sněhové pokrývky. Po dopadu sněhové vločky na povrch dochází postupem času k vývoji celé sněhové pokrývky a s tím i ke změnám fyzikálních, chemických a optických vlastností. Z toho důvodu je třeba v této kapitole uvést taktéž alespoň některé základní procesy související s přeměnou sněhové pokrývky.

#### **2.1.1 Hustota sněhu**

Hustota sněhu je jedním ze základních parametrů sněhové pokrývky. Ve své podstatě vyjadřuje dostupný prostor uvnitř sněhové pokrývky pro ukládání a přenos vody v kapalném a pevném skupenství (DeWalle a Rango, 2008).

Hustota sněhu je běžně stanovena vážením sněhu známého objemu, přičemž celková hustota zahrnuje všechny složky sněhu, tedy ty pevné, kapalné, vodu i vzduch (Fierz et al., 2009). Vzhledem k přeměnám v mikrostruktuře sněhové pokrývky nelze její hustotu považovat za statickou veličinou, ale za značně kolísavou v čase. Krátkodobé i dlouhodobější změny jsou způsobeny a ovlivněny především teplotou vzduchu, teplotními přeměnami sněhu, působením větru, metamorfózou sněhové pokrývky způsobenou tlakem sněhu a stářím sněhové pokrývky (DeWalle a Rango, 2008). Dalším významným faktorem je dle Seibert et al. (2014) množství a typ dopadajících srážek, tedy zda se jedná o mokrý či tzv. suchý sníh, sníh s deštěm, mrznoucí déšť nebo mrholení, respektive samotný déšť. Hodnoty hustoty sněhu v závislosti na různých charakterech sněhové pokrývky jsou uvedeny v Tabulce 1.

Tabulka 1: Hustota sněhu v závislosti na typu sněhové pokrývky (Singh a Singh, 2001, upraveno)

typ sněhu	hustota sněhu [kg·m <sup>-3</sup> ]
nový sníh (za nízkých teplot a bezvětrí)	10 – 30
nový sníh (ihned po dopadu, při bezvětrí)	50 – 70
vlhký nový sníh	100 – 200
sesedlý sníh	200 – 300
větrem zhuštěný sníh	350 – 400
firn	400 – 650
značně mokrá síh a firn	700 – 800
ledovcový led	850 – 910

Dle Martinec (1977) se jako dominantní faktor při variabilitě hustoty sněhové pokrývky ukazuje čas, přičemž i z tabulky 1 je evidentní, že s přibývajícím časem se hustota postupně zvyšuje. Na základě pozorování udává Martinec jednoduchý vztah 1 pro výpočet hustoty sněhu v závislosti na čase

$$\rho_n = \rho_0 (n + 1)^{0,3} \quad (1)$$

kde  $\rho_0$  je průměrná hustota nového sněhu (obecně 10 kg·m<sup>-3</sup>) a  $\rho_n$  je hustota sněhu po  $n$  dnech. Výsledná hustota daného vzorku může dále sloužit jako vstupní proměnná pro výpočet vodní hodnoty sněhu.

### 2.1.2 Vodní hodnota sněhu

Vodní hodnota sněhu (taktéž *Snow Water Equivalent, SWE*) je z hlediska hydrologického výzkumu jednou z nejběžnějších a nejdůležitějších fyzikálních charakteristik sněhové pokrývky. Vodní hodnota udává množství vody akumulované ve sněhu, která se přímo podílí na odtoku z daného povodí. Tato veličina je definována jako výška vody, která vznikne okamžitým roztáním sněhové pokrývky na daném místě (DeWalle a Rango, 2008; Singh a Singh, 2001; Seibert et al., 2014). Odvíjí se primárně od výšky sněhu a jeho hustoty dle vztahu 2

$$SWE = d (\rho_s / \rho_w) \quad (2)$$

kde  $d$  je výška sněhu v metrech (častěji udávána v milimetrech),  $\rho_s$  představuje hustotu sněhu v kg·m<sup>-3</sup> a  $\rho_w$  je hustota vody odpovídající přibližné hodnotě 1·10<sup>3</sup> kg·m<sup>-3</sup>.

Vyhodnocení zásob vody ve sněhové pokrývce je důležitou znalostí pro předpověď odtoku z daného povodí při jarním tání, potažmo při eventuálním modelování průtoku v povodí. Zjišťování vodní hodnoty sněhu ve vrcholné fázi akumulace, tedy těsně před počátkem období tání, poskytuje informaci o celkovém množství vody v povodí. Na základě těchto údajů tak lze predikovat očekávané průtoky na vodních tocích daného povodí v období tání, a často tak předejít možným následkům eventuálních povodňových událostí.

### 2.1.3 Albedo

Dalším významným parametrem při studiu tání sněhu a ledovců je albedo, které lze zařadit mezi optické vlastnosti sněhové pokrývky, které obecně určují její odrazivé charakteristiky a jež se zásadně podílejí na celkové energetické bilanci sněhové pokrývky (Singh a Singh, 2001). Albedo vyjadřuje podíl (nejčastěji v %) odraženého a dopadajícího krátkovlnného záření (DeWalle a Rango, 2008) a udává tak množství energie, kterou sněhová pokrývka přijímá, respektive odevzdává, což se odráží na celkovém vývoji sněhové pokrývky v období tání. Albedo sněhu má vliv na krátkovlnné energetické toky (Pomeroy et al., 1998). Pokud je albedo sněhu vysoké, znamená to, že převážná část přicházející sluneční energie je povrchem sněhu odražena zpět do atmosféry. Naopak u sněhu s nízkým albedem je tato energie ve větší míře pohlcena a připočítána k dalším energetickým zdrojům uvnitř sněhové pokrývky.

Stejně jako například u hustoty sněhu, i zde je patrná variabilita hodnot albeda v závislosti na různých faktorech, a to i během poměrně krátkého časového období. Tabulka 2 znázorňuje typické rozsahy hodnot albeda pro různé stáří sněhové pokrývky a v porovnání s jinými typy povrchu.

*Tabulka 2: Hodnoty albeda pro různé typy povrchů (Seibert et al., 2014, upraveno)*

typ povrchu	typický rozsah hodnot albeda
nový sníh	0,80 – 0,90
starý sníh	0,60 – 0,80
tající sníh (pórovitý, jemnozrný)	0,40 – 0,60
sněhový led	0,30 – 0,55
jehličnatý les pokrytý sněhem	0,25 – 0,35
zelený les	0,10 – 0,20
holá půda	0,10 – 0,30
voda	0,05 – 0,15

Obecně platí, že čím čistější a novější sníh je, tím větší je albedo. Vedle stáří sněhové pokrývky může být určujícím faktorem albeda taktéž výška slunce nad obzorem, čili úhel dopadajícího záření, dále vlnová délka v krátkovlnné oblasti spektra, pro kterou je albedo určováno, teplota vzduchu, výška sněhu (Singh a Singh, 2001) či tvar a velikost jednotlivých zrn pokrývky, sklon svahu a v neposlední řadě i čistota sněhu spojená s množstvím prachových částic usazených na jeho povrchu (Waliser et al., 2011). Poměrně významnou roli sehrává i množství oblačnosti, které se v danou dobu nad zkoumaným územím vyskytuje. Vlivem oblačnosti dochází ke změně spektrálního složení rozptýleného solárního záření, neboť oblaka pohlcují větší množství infračerveného záření a směrem k zemskému povrchu propouštějí více záření viditelného, jehož albedo je vyšší, a proto je i celkové albedo vyšší během oblačných dnů (Wendler a Kelley, 1988).

Charakteristické hodnoty albeda posloužily například autorům Lundbergovi a Beringerovi (2005), kteří na základě těchto odlišných hodnot albeda pro zasněžená území (při různých albedech sněhové pokrývky v jednotlivých stádiích) a pro nezasněžené oblasti zemského povrchu mohli při svém výzkumu v oblasti Aljašky v období jarního tání roku 2000

zaznamenávat odlišně načasovaná období úbytku sněhové pokrývky až do jejího finálního roztání. Při znalosti hodnot albeda pro různé typy povrchu tak mohli následně určit konkrétní dny, kdy sněhová pokrývka zcela vymizela. Rozdíl byl patrný mezi oběma lokalitami o různé zeměpisné výšce i mezi územími s odlišnými typy krajinného pokryvu (lesy, křoviny, tundra).

#### **2.1.4 Vývoj sněhové pokrývky a procesy v ní probíhající**

Z předešlých kapitol je patrné, že fyzikální vlastnosti sněhové pokrývky se postupem času mění. Od chvíle, kdy sněhová vločka dopadá na zemský povrch a stává se součástí celistvé strukturované pokrývky, probíhají uvnitř a v blízkosti sněhové pokrývky procesy, determinující její vývoj, a to až po finální stádium tání.

V rámci vývoje sněhové pokrývky lze rozlišit fázi akumulace, která je ovlivněna řadou faktorů zmíněných podrobněji v dalších kapitolách, dále nastává fáze zrání, tedy přeměna molekulární struktury sněhové pokrývky v různých procesech metamorfózy (DeWalle a Rango, 2008), finální fází je proces tání, který je taktéž ovlivněn mnoha faktory a jemuž je v rámci práce věnována hlavní pozornost. Charakter vývoje sněhu je závislý především na energetických tocích uvnitř sněhové pokrývky (viz kap. 2.4.2), přičemž průběh metamorfózy má vliv na tepelnou vodivost a propustnost sněhové pokrývky, což má následně dopad na její teplotní režim a ukládání a uvolňování vody uvnitř (DeWalle a Rango, 2008).

Právě tepelná vodivost a jiné vlastnosti sněhové pokrývky společně s působením převážně sluneční radiace, větrného proudění a dalších faktorů, primárně působí na ostatní procesy, probíhající uvnitř a v okolí sněhové pokrývky, mezi něž se řadí výpar ze sněhu a s ním související proces kondenzace. V neposlední řadě je třeba uvažovat intenzitu odtoku vody ze sněhu do půdy primárně v závislosti na vlastnostech půdy a na tom, do jaké hloubky je půda pod sněhovou pokrývkou promrzlá. V této souvislosti působí sníh svou přítomností jako izolant proti promrznutí půdy nebo minimálně zpomaluje její promrzání (Hříbík a Škvarenina, 2006).

## **2.2 Fyzicko-geografické faktory ovlivňující akumulaci a tání sněhové pokrývky**

Jak již bylo zmíněno v předchozích kapitolách, sněhová pokrývka prochází postupným vývojem, při němž se mění její fyzikální, chemické i optické vlastnosti. Samotná výška sněhové pokrývky a všechny tyto vlastnosti vykazují poměrně výraznou prostorovou a časovou variabilitu, přičemž hlavními příčinami jsou právě konkrétní fyzicko-geografické faktory zkoumaného území, které značně ovlivňují charakteristiky a průběh tání sněhové pokrývky a které budou v následující kapitole blíže popsány. Ve většině případů od sebe nelze jednotlivé faktory striktně oddělit, neboť spolu většinou velmi úzce souvisí. Ovlivňující faktory lze v zásadě rozdělit na faktory klimatické, mezi něž se řadí především teplota vzduchu a dále vliv atmosférických srážek, větru a solární radiace, a faktory geografické zahrnující vliv nadmořské výšky a morfologie terénu (expoze a sklon). Zde jako samostatná kategorie bude dále uvedena

vegetace, jejíž výrazný účinek při procesu tání sněhové pokrývky je třeba v rámci zacílení práce popsat podrobněji.

## **2.2.1 Klimatické faktory**

### **2.2.1.1 Teplota vzduchu a atmosférické srážky**

Teplota vzduchu je jedním ze stěžejních faktorů, ovlivňujících průběh tání sněhové pokrývky. Jedná se o veličinu, jež často velmi úzce souvisí s dalšími fyzicko-geografickými charakteristikami daného území a která je navíc velmi dobře smysly i přístrojově postihnutelná. Teplota vzduchu jako jednoduše změřitelná vstupní veličina je primárním elementem při modelování průběhu tání metodou teplotního indexu (kapitola 2.4). Nejen v rámci této metody, ale při běžném zkoumání charakteristik tání, rozhodují hodnoty teplot vzduchu o tom, zda dochází k nárůstu či úbytku sněhové pokrývky – obecně kladné teploty vzduchu způsobují tání sněhové pokrývky (při zanedbání relativní vlhkosti vzduchu). Kromě toho se od teploty vzduchu na konkrétním místě odvíjí to, v jakém skupenství vypadávají atmosférické srážky, tedy zda se jedná výhradně o srážky dešťové, které při dopadu na sněhovou pokrývku předávají tepelnou energii, a urychlují tak proces tání, nebo srážky smíšené či sněhové. Forma srážek je také jedním z faktorů, který se podepisuje na výsledné hodnotě hustoty a vodní hodnoty sněhu (Seibert et al., 2014). Úhrn srážek, jejich intenzita a skupenská forma se podílí na celkovém průběhu akumulace a tání sněhové pokrývky. Ať už se jedná o intenzivnější, spíše krátkodobé konvektivní srážky, pro zimní období více charakteristické dlouhodobější cyklonální srážky s nižší intenzitou, terénem ovlivněné orografické srážky, či turbulentní srážky ve formě drobného mrholení či slabého sněžení (Singh a Singh, 2001).

### **2.2.1.2 Větrné proudění**

Předtím, než se sníh stane součástí pokrývky nebo než dojde k jeho sublimaci, je často větrem transportován na kilometrové vzdálenosti. Následkem toho dochází k velmi nerovnoměrnému rozmístění množství sněhu v krajině, což způsobuje obtíže při snaze modelovat odtok ze sněhu v daném povodí (DeWalle a Rango, 2008). Výsledkem takových nerovnoměrností je jakási mozaika ploch s rozdílnou sněhovou pokrývkou, různou dobou tání a obdobím bez sněhu, přičemž tyto rozdíly ovlivňují celý ekosystém daného povodí (Dvořák et al., 2006).

Přítom k přenosu sněhu dochází třemi hlavními pohyby, a to turbulentní suspenzí, saltací, která je nejčastějším typem pohybu, a vlečením po podloží (DeWalle a Rango, 2008). Intenzita a výskyt přenosu větrem jsou závislé na interakcích mezi klimatickými a topografickými podmínkami a povrchem sněhu (Kind, 1981). Drsnost povrchu sněhové pokrývky či terénní překážky ovlivňují rychlost i směr proudění. Podobný vliv mají například výška a charakter vegetace, přičemž platí, že nejvíce sněhu se akumuluje v závětrných prostorech a nejintenzivněji se vliv větru projevuje na otevřených plochách. Během pohybu sněhu dochází k sublimaci, což se může na konkrétním místě projevit až 50% ztrátou z celkových zimních srážek (DeWalle a Rango, 2008). Nejznámějším místem v České republice, kde lze tento jev pozorovat, je oblast Modrého dolu v Krkonoších (Dvořák et al., 2006). Existence a rychlost

proudění větru může nepřímo ovlivnit i intenzitu intercepce lesního porostu (kapitola 2.3.3). Vlivem proudění dochází k rozpohybování větví stromů, které jsou zatíženy množstvím zachyceného sněhu, což následně vede k jeho uvolnění a propadu na zemský povrch.

### **2.2.1.3 Sluneční radiace**

Účinky sluneční radiace taktéž velmi úzce souvisí s fyzicko-geografickými faktory krajiny, zejména pak s expozicí a sklonem. Vliv vegetace nad sněhovou pokrývkou se potom projevuje primárně stíněním, které zabraňuje průchodu přímého slunečního záření až ke sněhové pokrývce, a ovlivňuje tak tepelný tok a celkovou energetickou bilanci. Krátkovlnné záření je totiž jedním z hlavních a nejvýznamnějších tepelných toků, které se podílejí na tání sezónní sněhové pokrývky. Jedná se však o značně proměnlivou komponentu, která závisí mimo jiné na množství oblačnosti. Vlivem oblačnosti dochází k rozptýlení dodávky sluneční energie. Zatímco při bezoblačném počasí dominuje přímé sluneční záření nad rozptýleným v poměru 4:1, při zcela zatažené obloze se poměr záření obrací ve prospěch záření rozptýleného (DeWalle a Rango, 2008).

Společně s dlouhovlnným zářením, které směrem k zemskému povrchu dopadá po interakci krátkovlnného záření s molekulami přítomnými v atmosféře a dále vyzařováním z těles na zemském povrchu, působí solární radiace na jednotlivé sněhové krystalky dodáním energie, která urychluje celkový proces metamorfózy sněhové pokrývky a snižuje její albedo. Sluneční záření může za jistých okolností pronikat až do hloubek 25 cm (DeWalle a Rango, 2008).

## **2.2.2 Geografické faktory**

### **2.2.2.1 Nadmořská výška**

Ačkoli nadmořská výška ovlivňuje sněhovou pokrývku nepřímo, podílí se velmi výrazně na většině ze zde zmíněných parametrů. Platí, že výška sněhové pokrývky obecně narůstá s rostoucí nadmořskou výškou. A to především vlivem klesající teploty vzduchu, dle obecně platného průměrného vertikálního teplotního gradientu, který činí změnu teploty o 0,65 °C na každých 100 výškových metrů. Pokles teploty sám o sobě zpomaluje proces tání sněhové pokrývky a má vliv na skupenství srážek dopadajících na povrch. Dalším činitelem je pak obecně rostoucí množství srážek s nadmořskou výškou, které urychlují proces akumulace sněhové pokrývky a v neposlední řadě zpravidla rostoucí rychlost větru.

Vlivem nadmořské výšky na hydrofyzikální vlastnosti sněhové pokrývky se při výzkumu v Biosférické rezervaci CHKO Poľana na Slovensku zabývali například autoři Hríbik a Škvarenina (2006), kteří své poznatky směřovali převážně do vztahu s vlivem lesního porostu. Podobně jako jiní autoři (Kocum et al., 2009; Anderson, 2014) zmiňují zjevný vliv nadmořské výšky na variabilitu hustoty a vodní hodnoty sněhu, která narůstá s vyšší nadmořskou výškou, což se ovšem projevuje zejména v povodích s dostatečně velkou výškovou členitostí. U povodí s malou výškovou členitostí, jako je například Šumava, se variabilita *SWE* výrazně neprojevuje (Kocum et al., 2009). Zároveň je patrné, že od určité nadmořské výšky dochází k utlumení tohoto trendu, zejména působením silnějšího větru a rozdílné skladby vegetace. Tato výška je

situována do 1700 m n. m. pro slovenskou oblast (Hříbik a Škvarenina, 2006), respektive dle Beniston (1997) do výšky 1750 m n. m. v oblasti švýcarských Alp, kde se na základě podrobných analýz několika alpských stanic ukázalo, že citlivost sněhové pokrývky na různé klimatické výkyvy klesá právě od této hranice nadmořské výšky.

#### **2.2.2.2 Orientace svahu vůči světovým stranám (expozice) a sklon terénu**

Topografické charakteristiky daného území, jako jsou expozice a sklon terénu, přímo i nepřímo ovlivňují proces akumulace a tání sněhové pokrývky. Sklon terénu je určujícím především při ukládání sněhu. Při sesedání sněhové pokrývky dochází na strmějších svazích ke sklouzávání sněhu, což má za následek nižší schopnost sněhové pokrývky se akumulovat. V období tání pak sníh výrazně rychleji odtává. K urychlení přispívá i fakt, že na strmějších svazích sehrává významnější roli také proudění větru.

Stejně jako sklon terénu se také expozice podepisuje především na množství dopadající sluneční energie, jež výrazně ovlivňuje vývoj sněhové pokrývky. Z výzkumu Ehrlera et al. (1997) jasně vyplývá, že nejméně sněhu se udržuje na jižních, jihozápadních a západních svazích. Toto tvrzení však nelze ve všech příkladech zobecnit, neboť je třeba brát v potaz i směr převládajícího proudění (Hříbik a Škvarenina, 2006), které způsobuje přemístění sněhu. Vhodným příkladem je „Mapa republiky“ v oblasti Modrého dolu v Krkonoších. Jedná se totiž o místo, kde se navátý sníh vlivem závětrného efektu mnohdy drží až do pozdního léta, ačkoli je svah orientován jižním směrem (Dvořák et al., 2006; Vrba, 1964). Sklon a expozice má v neposlední řadě vliv na rozložení a druhové složení vegetačního krytu.

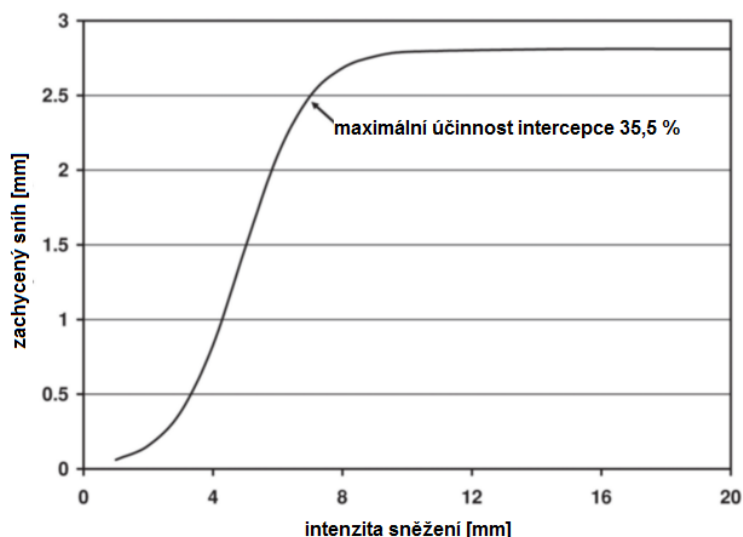
#### **2.2.3 Vegetace**

Vegetaci, jako podstatnému činiteli při procesech akumulace a tání sněhové pokrývky, je zde vzhledem k záměrům práce a vysoké významnosti věnována samostatná kapitola. Ačkoli tuto související tematiku nelze opomenout, cílem práce není podrobný a detailní popis procesů spojující vliv vegetace s jejími projevy na vlastnostech sněhové pokrývky, a to zejména z důvodu množství absolventských závěrečných prací, které se již dříve touto problematikou zabývaly (Pevná, 2012; Neděľčev, 2015; Matějka, 2015) i podobně zaměřených odborných publikací. Tato část práce tak za pomoci řešerše související literatury spíše stručně objasňuje vliv vegetačního krytu zejména na průběh tání sněhu, se zaměřením na rozdíly mezi průběhem pod zdravým lesním porostem, hmyzem napadeným lesním porostem a na otevřené ploše.

Sněhové srážky často přicházejí do styku s vegetací ještě předtím, než se zformují do celistvé sněhové pokrývky na zemském povrchu (DeWalle a Rango, 2008). Samotný účinek vegetačního porostu se projevuje především 1) intercepcí sněhu v obdobích akumulace sněhové pokrývky, tedy zadržováním části sněhových srážek v korunách stromů a na povrchu rostlin (tzv. intercepční ztráta), která způsobuje evaporaci a sublimaci usazeného sněhu ještě před jeho dopadem na zemský povrch, zbytek sněhu může z korun stromů skapávat jako tavná voda či sklouzávat na zemský povrch, 2) stíněním, které je spojeno s odrazem a pohlcováním slunečních paprsků a tedy změnou radiačních vlastností daného prostředí, což zásadně



ovlivňuje intenzitu tání v obdobích sněhového úbytku. Nehomogenita v rozložení sněhu je přitom způsobena jak biotickými faktory vegetace, mezi něž se řadí například stáří a druhová skladba lesa, jeho fenologická fáze či jeho struktura a hustota, tak biotickými faktory, kterými jsou mimo jiné intenzita sněžení, rychlost větru, relativní vlhkost, intenzita slunečního záření nebo teplota (Hříbík a Škvarenina, 2007a; DeWalle a Rango, 2008). Závislost predikované intercepce jehličnatých stromů na intenzitě srážek je dle DeWalle a Rango (2008) znázorněna na Obrázku 1. Nezanedbatelný význam působení vegetace dokládá skutečnost, že v boreálních lesích může být během zimního období vlivem intercepce zachyceno až 60 % kumulativních srážek, z nichž je až 30 % vráceno sublimací zpět do atmosféry ve formě vodní páry (Pomeroy a Schmidt, 1993). Intenzita sublimace se díky nestejné velikosti styčné plochy okolního vzduchu se sněhem ve větvích a na zemském povrchu různí. Z výzkumu subalpínských lesů autorů Molotch et al. (2007) vyplývá, že sublimace sněhové pokrývky je 0,41 mm za den, zatímco sublimace zachyceného sněhu až 0,71 mm za den. Obdobný účinek ve formě intercepce, sublimace a evaporace přisuzují vegetaci Schelker et al. (2013), kteří se ve svém výzkumu zaměřili na hydrologický efekt mýcení boreálních lesů ve Švédsku. To má dle studie mimo jiné za následek zvýšení vodní hodnoty sněhu v průměru o 27 % a dynamičtější odtok vody z povodí plynoucí z urychleného tání sněhu.



*Obrázek 1: Závislost množství zachyceného sněhu intercepce na intenzitě srážek (DeWalle a Rango, 2008, upraveno)*

Přímým i nepřímým působením vegetace jsou ovlivněny vlastnosti sněhové pokrývky, jako jsou výška, hustota, vodní hodnota, albedo, ale také samotná délka trvání a intenzita tání. Na základě výzkumu Hříbika a Škvareniny (2007b) lze konstatovat, že sněhová pokrývky zůstává v jehličnatém lese o 2 až 4 týdny déle, než na volné ploše či listnatém lese. Patrný je taktéž rozdíl v hodnotách, zachycujících intenzitu tání a sublimaci sněhu a které se ve sledovaných obdobích tání pohybovaly v intervalu úbytku 3,9 – 6,8 mm za den pod smrkovým porostem, 14,8 – 19,6 mm pod bukovým lesem, respektive 13,6 – 17,1 mm za den na otevřených plochách.

Přítomnost lesa má zásadní vliv na celkovou energetickou bilanci sněhové pokrývky, zvláště pak na radiační a konvektivní tepelnou výměnu mezi sněhem a atmosférou (DeWalle a Rango, 2008). Jak již bylo zmíněno, v období tání se vliv vegetace projevuje zejména ve formě stínění, které způsobuje zabránění průchodu části krátkovlnného slunečního záření, jehož přímá složka se tak nedostává až k samotné sněhové pokrývce. V tomto případě, a to zejména v jehličnatých lesech, kde navíc často dochází k útlumu turbulentních toků působením nižší rychlosti větru, se hlavním zdrojem tání sněhové pokrývky pod lesním porostem stává dlouhovlnné záření (Sicart et al., 2004).

Vegetační kryt a s ním spojené projevy v akumulaci a tání sněhu na daném území mohou být nepřímo ovlivněny různými faktory. Lesní struktura může být drasticky a velmi rychle pozměněna disturbancemi, kterými mohou být například lesní požár, polom způsobený silným větrem či napadení hmyzem (Pugh a Small, 2013). To se týká zejména jedinců z podčeledi kůrovců – lýkožrouta smrkového (*Ips typographus*) a lýkožrouta borového (*Ips sexdentatus*), kteří napadají převážně poškozené stromy zavrtáním se do jejich kůry. To má za následek postupné usychání stromu a v konečné fázi vede tato činnost k úhynu stromu. Tím dochází k eliminaci jehlic a celých korun stromů, které tím ztrácí svou stínící úlohu, a brouci tak nepřímo ovlivňují podmínky průběhu tání i akumulace sněhové pokrývky a podílí se na disturbanci v celém ekosystému. Napadení stromu broukem pak ovlivňuje hydrologické procesy, včetně akumulace a tání sněhu, infiltrace půd a evapotranspiraci (Pugh a Small, 2013). Lesní disturbance byly předmětem zájmu autorů Pomeroy et al. (2012), kteří se v oblasti Skalistých hor v Kanadě zaměřili na vliv činnosti lýkožrouta borového, mýcení lesa, lesních požárů a dalších příčin narušení na hydrologický režim a charakteristiky odtoku a tání sněhu. Na základě modelování a sestavení čtyřiceti různých scénářů lesních disturbancí došli autoři k závěru, že destruktivní činnost lýkožrouta borového je oproti ostatním příčinám lesních disturbancí nejméně patrná ve všech případech. Jeho působením došlo ke zvýšení objemu tání sněhu do 10 % a k maximálně 2% nárůstu průtoků.

Navzdory těmto tvrzením je takto vzniklá disturbance aktuálním problémem na řadě lokalit. Vrcholové partie Šumavy, na něž je zaměřen výzkum níže popsany, jsou toho dobrým příkladem. Na jinou zasaženou oblast borovicových lesů v západní části Severní Ameriky ve státě Colorado se zaměřila studie autorů Pugh a Small (2013). Předmětem výzkumu se stalo sledování a popis procesů intercepce a akumulace sněhu v experimentálním zapojeném lese, napadeném lesním porostu a přilehlých mýtinách během zimního období roku 2011 na základě zjištěné výšky, hustoty a vodní hodnoty sněhu. V rámci studie byla popsána změna stavu před a po kůrovcové kalamitě, přičemž vliv narušení lesa byl patrný především u hodnot SWE, mající rostoucí charakter s ubývajícím pokrytím vegetace činností lýkožrouta. Hodnoty pod napadeným lesem se tam přibližovaly hodnotám na mýtinách a byly vyšší, než hodnoty naměřené pod zdravým lesem. Zároveň platilo, že sněhová pokrývka pod napadenými stromy měla obecně vyšší výšku a větší hustotu oproti pokrývce pod zdravými porosty (Pugh a Small, 2013).

## 2.3 Metody výpočtu akumulace a tání sněhu

### 2.3.1 Úvod

Zjišťování a výpočet charakteristik spojených s akumulací a táním sněhové pokrývky je nepostradatelnou hydrologickou disciplínou. Metody takového výpočtu v sobě zahrnují především modelování srážko-odtokových procesů a jejich pochopení. Matematické modelování procesů, jako nástroj hydrologů a vodohospodářů pro operativní předpověď nebo pro návrhové účely, nabývá především díky postupnému rozvoji počítačových technologií na významnosti od 80. let minulého století a svou důležitou roli sehrává dodnes (Jeníček, 2005). Dle Hock (2003) je samotný proces modelování tání sněhové pokrývky stěžejním prvkem při jakémkoli pokusu předpovídat odtokové charakteristiky ze sněhem pokrytých či zaledněných oblastí, jakožto i při posuzování změn v kryosféře, spojených se změnou klimatu.

V současnosti se pak setkáváme s celou řadou modelů, které se od sebe více či méně odlišují na základě přístupu k jednotlivým komponentám srážko-odtokového procesu nebo strukturou zkoumaného povodí v souvislosti s konkrétním účelem modelování (Jeníček, 2005). Hydrologické modely lze podle různých kritérií kategorizovat do několika skupin. Tím v hydrologii nejběžnějším rozdělením je klasifikace dle stupně kauzality, vyjádřené v tomto případě vztahem mezi příčinou a důsledkem a dle které jsou modely rozděleny na deterministické a stochastické. Zatímco modely kategorizované do deterministické skupiny jsou popsány vztahem závislých proměnných (výstupní veličiny) a nezávislých proměnných (vstupní stavové veličiny), modely stochastické primárně postrádají vazbu mezi příčinou a důsledkem (Becker a Serban, 1990). Deterministické modely předpovídají jednotlivé hodnoty odtoku na základě dané množiny vstupních proměnných, kdežto modely stochastické předpovídají rozsah možných výsledků založených na statistickém rozložení vstupních proměnných (DeWalle a Rango, 2008).

Ačkoli existuje řada dalších možných skupin hydrologických modelů, pro účely práce budou dále podrobněji popsány pouze dva základní přístupy k modelování odtoku z tajícího sněhu – přístup založený na výpočtu energetické bilance sněhové pokrývky a přístup založený na výpočtu teplotního indexu.

### 2.3.2 Metoda energetické bilance

První zde podrobněji popsáný přístup modelování odtoku funguje na principu výpočtu energetické bilance sněhové pokrývky. Blíže se mu věnuje např. Matějka (2015). Stěžejním parametrem tohoto přístupu je kvantifikace různých energetických toků a procesů nejen uvnitř sněhové pokrývky, ale taktéž na rozhraních atmosféra-sníh-půda. Výměna energie mezi sněhovou pokrývkou a jejím okolím v konečném důsledku určuje rychlost ztráty vody ze sněhové pokrývky, potažmo rychlost jejího tání a odpařování. K energetické výměně dochází primárně na povrchu sněhové pokrývky vlivem krátkovlnného a dlouhovlnného záření a turbulentního nebo konvektivního přenosu latentního tepla způsobeného výparem a rozdílnou teplotou mezi sněhovou pokrývkou a okolním vzduchem. Relativně malé množství energie

může být dodáno dešťovými srážkami, které na sněhovou pokrývku dopadají, nebo také půdním teplem na spodní část sněhové pokrývky (DeWalle a Rango, 2008).

Veškeré energetické toky jsou zahrnuty v rovnici energetické rovnováhy. Samotnou rovnici 3 lze algebraicky vyjádřit výslednou hodnotu dostupného tepla (USACE, 1998):

$$Q_m = Q_{sn} + Q_{ln} + Q_h + Q_s + Q_g + Q_p \quad (3)$$

kde jednotky všech složek jsou  $W\ m^{-2}$  a kde  $Q_m$  je celkové teplo dostupné pro tání, přičemž při kladných hodnotách je teplo přijímáno a dochází k tání sněhové pokrývky, při záporných hodnotách je teplo pokrývkou vydáváno (Hock, 2005).  $Q_{sn}$  je teplo dodané krátkovlnným zářením, jehož hlavním zdrojem je záření sluneční a které nabývá hodnot kladných či nulových,  $Q_{ln}$  je teplo dodané dlouhovlnným zářením o hodnotách záporných při vyzařování tepla sněhovou pokrývkou a hodnotách kladných při přijímání tepelného záření sněhovou pokrývkou,  $Q_h$  označuje zjevné teplo dodané z atmosféry při hodnotách závislých na rozdílu teplot mezi sněhovou pokrývkou a teplotou vzduchu nad ní,  $Q_s$  je latentní teplo evaporace, sublimace nebo kondenzace,  $Q_g$  označuje tepelný tok podloží při hodnotách kladných či záporných v závislosti na teplotním gradientu mezi bází sněhové pokrývky a podložím pod ní a  $Q_p$  je teplo dodané dopadem dešťových srážek na sněhovou pokrývku, přičemž kladných hodnot veličiny je dosahováno v případě, že teplota srážek je vyšší než teplota sněhové pokrývky. Jednotlivé složky se podílejí na výsledné hodnotě  $Q_m$ , která nabývá buď hodnot záporných, při nichž dochází k promrzání sněhové pokrývky, nebo hodnot kladných, při kterých sněhová pokrývka odtává a stává se tak součástí povrchového či podpovrchového odtoku.

Energetická bilance sněhové pokrývky je tak určována několika hlavními komponenty, především krátkovlnným a dlouhovlnným zářením, která jsou souborně nazývána radiační bilancí, jež udává rozdíl mezi zářením dopadajícím na zemský povrch a energií odraženou a vyzářenou zpět zemským povrchem (Singh a Singh, 2001), významnou roli dále sehrává zjevné a latentní teplo, nelze opomenout ani již zmíněnou energii dodanou srážkami (tzv. *rain-on-snow events*) a tepelný tok z podloží. Dalším parametrem energetické bilance je samotná vnitřní energie sněhové pokrývky, jejíž velikost závisí na skladbě sněhu, tedy na množství ledu, vody a vodní páry v něm. Nicméně změna vnitřní energie sněhové pokrývky nehraje v celkové bilanci tak významnou roli, tudíž je přípustné tuto složku zanedbat (Singh a Singh, 2001).

Výhodou metody energetické bilance je bezesporu její relativní přesnost a možnost její aplikace v různých klimatických podmínkách pro precizní popsání fyzikální podstaty akumulace, transformace a tání sněhové pokrývky, na druhou stranu se jedná o metodu, která je poměrně náročná na získávání vstupních dat nezbytných pro provedení parametrizace, kalibrace a validace modelu (Ohmura, 2001; Jeníček et al., 2012). I navzdory různým nevýhodám, se již od 50. let 20. století setkáváme s mnoha studiemi a pracemi zaměřenými právě na výzkum metodou energetické bilance, z nichž lze jmenovat například obsáhlé práce americké federální agentury US Army Corps of Engineers z r. 1956, dále autory Kuz'min (1961), Male a Granger (1981), Male a Gray (1981), Morris (1989), Nakawo et al. (1998) či Singh a Singh (2001)

(DeWalle a Rango, 2008). Tito autoři byli následováni dalšími v průběhu 21. století v různých oblastech výzkumu. Ať už to byli Fierz et al. (2003), Garen a Marks (2005), Walter et al. (2005), Ohara a Kavvas (2006), Sensoy et al. (2006), Franz et al. (2008), Herrero et al. (2009), tedy autoři, zaměřující se na operativní hydrologii, akumulaci sněhu, modelování tání a jeho rozvoj, nebo autoři s úmyslem zachytit vliv vegetace na charakteristiky sněhové pokrývky, mezi něž patří například Koivusalo a Kokkonen (2002), Jost et al. (2009), Burles a Boon (2011). Jiní autoři, jako například Magnusson et al. (2011), se zabývali modelováním tání ledovců, Dankers a Christensen (2005), Uhlmann et al. (2009), Strasser a Marke (2010), Özdoğan (2011) zase modelováním klimatické změny (Jeníček et al., 2012). Dle Bengtsson (1976) je metoda energetické bilance jediným přesným způsobem pro výpočet roztátého sněhu. Snahou zjednodušit metodu energetické bilance vznikla, z hydrologického hlediska neméně populární, metoda teplotního indexu.

### 2.3.3 Metoda teplotního indexu

Druhým přístupem je výpočet pomocí teplotního indexu, jehož základní smysl vychází z rovnice energetické bilance. Této metodě je v práci věnována větší pozornost, neboť byla zvolena jako výchozí pro účely výzkumu a zjištění, které si práce klade cíl.

Metoda teplotního indexu začala být v hydrologickém modelování široce užívána k přiblížení energetické výměny sněhové pokrývky namísto datově náročnějšího přístupu energetické bilance (DeWalle a Rango, 2008). Složitější komponenty v rovnici energetické bilance jsou v ní nahrazeny jednoduššími, jedná se tedy o metodu méně náročnou na vstupní údaje, na druhou stranu nezachycuje detailně všechny fyzikální procesy přítomné při tání sněhové pokrývky. Metoda teplotního indexu představuje v zásadě využití vztahu mezi teplotou vzduchu a táním sněhové pokrývky, neboť dle Braithwaite a Olesen (1989) je mezi těmito dvěma veličinami prokazatelná téměř přímá závislost s hodnotami korelačního koeficientu 0,96.

Tento přístup modelování se dle Hock (2003) stal jedním z nejběžněji užívaných z několika hlavních důvodů. Jeho výhoda spočívá především v 1) dobré dostupnosti vstupních dat o teplotě vzduchu, 2) relativně snadné interpolaci hodnot a předpovídání rozložení teplot vzduchu, 3) obecně uspokojivých výsledcích modelu navzdory jeho jednoduchosti, 4) prostém výpočtu. Proto se tento přístup, jenž mnohdy i předčil modely energetické bilance na daném povodí, často ukázal jako silný nástroj pro získávání relevantních dat. Hlavní výhodu v jednoduchosti získání dat navzdory relativně dobré výsledné přesnosti spatřují i autoři Singh a Singh (2001). Více skeptický postoj k modelování pomocí teplotního indexu zaujímá například Beven (2001), který výhodu v jednoduchosti vyvažuje uvedením jistých nevýhod, které spočívají především v 1) klesající přesnosti modelování intenzity tání při zohlednění různých povodí s různými závislostmi na topografických podmínkách, které model nedokáže díky jejich variabilitě vždy spolehlivě popsat, a model je tak třeba zvlášť pro každou lokalitu kalibrovat, 2) klesající přesnosti s rostoucí datovou časovou řadou.

Indexovou (teplotní) metodu lze taktéž nazývat jako metodu *degree-day*. Toto označení lépe vystihuje podstatu metody. S obdobnou dvojakostí označení se lze setkat i u popisu teplotního

faktoru jako takového, který je v práci nejčastěji uváděn pod pojmem *faktor tání* (s označením  $m_f$  v jednotkách  $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ ), což je synonymum k pojmenování *degree-day faktor*, jenž je v publikacích různých autorů běžně uváděn pod zkratkou *DDF*. Metoda samotná na základě teplotního indexu vyjadřuje denní úbytek vodní hodnoty sněhové pokrývky při změně průměrné denní teploty o jeden stupeň Celsia nad kritickou teplotu. Množství roztátého sněhu v závislosti na zvýšení teploty vzduchu lze pak jednoduše a nejčastěji vyjádřit vztahem 4

$$M = m_f \cdot (T_a - T_c) \quad (4)$$

kde veličina  $M$  představuje množství roztátého sněhu v  $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ ,  $m_f$  představuje faktor tání, kterému budou věnovány kapitoly níže.  $T_a$  je průměrná teplota vzduchu v  $^\circ\text{C}$  a  $T_c$  je kritická teplota v  $^\circ\text{C}$ , při které začíná proces tání.

Průměrné denní teploty  $T_a$  jsou počítány několika způsoby. Jedním z nich je hodnocení teplot na základě průměrů z denních teplotních maximálních a minimálních hodnot či na základě samotné průměrné denní teploty vzduchu. Mohou však nastat situace, nejčastěji při teplotách kolem bodu mrazu, kdy jsou celkové průměrné teploty negativní, tedy neindikují proces tání, nicméně tyto ukazatele mohou zastírat části dne, kdy při vhodných podmínkách k tání docházet mohlo. V tomto případě je rozdíl mezi hodnotami  $T_a$  a  $T_c$  minimální až nulový a může docházet ke zkreslení výsledků modelu (Hock, 2003). Tím, že model určuje charakter srážek výhradně podle teploty vzduchu, dochází k nepřesnému rozpoznání srážek dešťových a sněhových, což se ukazuje být jednou z dalších nevýhod této metody. I z toho důvodu existují různé alternativy pro zjišťování veličiny  $T_a$ , mezi něž patří například maximální denní teplota vzduchu nebo průměrná teplota ze světlé části dne (DeWalle a Rango, 2008).

Stanovení kritické teploty  $T_c$  je důležitým krokem a sehrává velký vliv při výpočtu rychlosti tání sněhové pokrývky metodou teplotního indexu. Ze vztahu 2 je patrné, že k tání sněhové pokrývky dochází pouze v případě, že  $T_a > T_c$ . Pro výpočet tání je hodnota  $T_c$  rovna  $0^\circ\text{C}$  běžně užívána, nicméně pro konkrétní účely výzkumů je tato hodnota přizpůsobována. Dle Kutláková a Jeníček (2012) se velikost kritické teploty nejčastěji pohybuje v rozmezí  $0 - 2^\circ\text{C}$ . Dle Hock (2003) leží v intervalu  $0 - 0,8^\circ\text{C}$ . Pokud je tedy teplota vzduchu pod kritickou hranicí, srážky považujeme za sněhové a zvyšující vodní hodnotu sněhu (Feldman, 2000). Nezbytnou součástí dané metodiky je samotné stanovení faktoru tání (taktéž *degree-day faktor*, *DDF*)

### 2.3.3.1 Faktor tání

Jedním z nejdůležitějších kroků při výpočtu odtoku ze sněhové pokrývky metodou teplotního indexu je stanovení hodnoty faktoru tání  $m_f$ . Index (faktor) zde představuje hydrologickou či meteorologickou proměnnou, kterou se na základě vstupních podmínek snažíme odhadnout. V následném postupu je možné veličinu dále upravovat, přičemž stále je její hlavní výhodou snazší měřitelnost. Ačkoli je přístup metodou teplotního indexu v zásadě empirický, určování hodnoty  $m_f$  může souviset s procesy energetické výměny (DeWalle a Rango, 2008). Tato veličina by měla souhrnně zohledňovat charakteristiky zkoumaného území a zahrnovat v sobě jednotlivé faktory, tedy skladbu vegetace, s tím související množství slunečního záření, dále

rychlost větru, množství oblačnosti, vlhkost vzduchu, sklon a orientaci území, a jejich vliv na proces tání sněhové pokrývky. Faktor tání je určující hodnotou pro úbytek vodní hodnoty sněhu a její správné určení je rozhodující pro přesnost modelu (Kuusisto, 1980).

Hlavním problémem při použití metody teplotního indexu zůstává fakt, že  $m_f$  vykazuje značnou prostorovou a časovou variabilitu spojenou s odchylkami v přispívání jednotlivých komponent energetické bilance, což souvisí s charakteristikami sněhové pokrývky, polohou, sklonem svahu, vegetačním pokryvem, denní a roční dobou a převládajícími povětrnostními podmínkami jako je oblačnost (Hock, 2003; Jost et al., 2012). Na základě těchto skutečností je zřejmé, že hodnoty  $m_f$  se pro různě koncipované práce a výzkumy liší, zejména v závislosti na již zmíněných charakteristikách. Tabulka 3 popisuje jednotlivé ovlivňující proměnné, jejich konkrétní příčiny a vliv na změnu hodnoty  $m_f$ .

Tabulka 3: Proměnné ovlivňující  $m_f$  (DeWalle a Rango, 2008, upraveno)

ovlivňující proměnná	příčina	odezva $m_f$
roční doba	klesající teplotní deficit sněhové pokrývky, pokles albeda, růst krátkovlnné radiace a hustoty sněhu	zvyšování $m_f$ během akumulace a tání
lesní porost vs. otevřená plocha	stínění lesa a ochrana před větrem	snižování $m_f$ a pokles variability $m_f$ v lese oproti otevřeným plochám
reliéf	rozdíly v dopadajícím krátkovlnném záření a v expozici vůči větru	zvyšování $m_f$ na jižních svazích a návětrných stranách
pokrytí sněhovou pokrývkou	rozdílné rozložení sněhové pokrývky v povodí	snižování $m_f$ s klesající mírou pokrytí sněhem
znečištění sněhové pokrývky	snížení albeda vlivem prachu a dalšího znečištění	zvyšování $m_f$
děšť	zvýšení kondenzační energie vlivem vysoké vlhkosti, srážky dodávající teplo, snižování slunečního záření vlivem oblačnosti	snižování $m_f$ při oblačném a deštivém počasí
led vs. sněhová pokrývka	nižší albedo ledovce než sněhu	vyšší $m_f$ v ledovcových povodích
jiné meteorologické podmínky pro danou teplotu	vyšší míra tání s rostoucí rychlostí větru, radiací a vlhkostí vzduchu pro stejnou teplotu	zvyšování $m_f$ s rostoucí mírou tání při stejné teplotě

### 2.3.3.2 Faktor tání a variace výpočtu

Na základě zmíněných charakteristik povodí nabývá faktor tání  $m_f$  různých hodnot. Veličiny energetické bilance se mění s různými typy klimatu, dle ročního období a povrchu, což má za následek kolísání  $m_f$  (Hock, 2003).

Dle DeWalle a Rango (2008) se většinou hodnota  $m_f$  pohybuje v intervalu  $1 - 8 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ . Tíž autoři pak s odkazem na Martinec (1960) uvádějí empirický vztah 5 pro výpočet faktoru tání v závislosti na hustotě sněhu

$$m_f = 1,1 \cdot (\rho_s / \rho_w) \quad (5)$$

kde  $\rho_s$  je hustota sněhu (v  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) a  $\rho_w$  je hustota vody ( $\sim 10^3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ). Tento zjednodušený vztah dobře postihuje skutečnost rostoucího  $m_f$  s rostoucí hustotou sněhu, která je patrná při procesu zrání sněhové pokrývky zejména v jarních měsících.

V závislosti na zkoumaných charakteristikách konkrétních území a výzkumů se setkáváme s nejrůznějšími modifikacemi pro výpočet  $m_f$ . Pro případné porovnávání výsledků vlastního výzkumu je třeba uvést alespoň některé studie, které se zaměřily na vliv vegetace na proces odtávání sněhové pokrývky. Jedním z autorů je E. Kuusisto, který ve své studii (1980) vytvořil rovnici 6 pro výpočet  $m_f$  v závislosti na hustotě vegetace, tedy na zastínění větvemi stromů.

$$m_f = 2,92 - 0,0164 \cdot C_c \quad (6)$$

kde  $C_c$  představuje pokrytí korunami stromů, které se u jehličnatého lesa pohybuje v intervalu 0,1 – 0,7. Dále poukazuje na rozdíl výpočtu  $m_f$  pro otevřené plochy (rovnice 7) a lesní porost (rovnice 8).

$$m_f = 1,04 \cdot (\rho_s/\rho_w) - 0,07 \quad (7)$$

$$m_f = 1,96 \cdot (\rho_s/\rho_w) - 2,39 \quad (8)$$

Jedním z hlavních cílů studie, probíhající mezi lety 1959 – 1978 na několika měřených lokalitách ve Finsku, bylo postihnout právě rozdíl mezi sezónními průměry faktoru  $m_f$  s významnou prostorovou heterogenitou mezi jednotlivými lokalitami. Přitom byla stanovena průměrná hodnota  $m_f$  pro zalesněné plochy na  $2,42 \text{ mm}\cdot\text{°C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$  a pro otevřené plochy na  $3,51 \text{ mm}\cdot\text{°C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ . Dále bylo zjištěno, že 10% nárůst v pokrytí korunami stromů v lese je důsledkem poklesu hodnot  $m_f$  průměrně o  $0,16 \text{ mm}\cdot\text{°C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ .

Obdobnou tematikou se zabývali i Federer et al. (1972), kteří v rámci výzkumu na severovýchodě USA kvantifikovali rozpětí  $m_f$  v souvislosti s průměrnými denními teplotami vzduchu pro otevřenou plochu v intervalu hodnot  $4,5 - 7,5 \text{ mm}\cdot\text{°C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ , pro listnatý les v rozmezí  $2,7 - 4,5 \text{ mm}\cdot\text{°C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$  a pro jehličnatý les v rozsahu  $1,4 - 2,7 \text{ mm}\cdot\text{°C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ . Na základě několika výzkumů byl pro otevřenou plochu: listnatý les: jehličnatý les stanoven poměr přibližně 3:2:1 (DeWalle a Rango, 2008).

Singh a Singh (2001) představili modifikaci výpočtu  $m_f$  podle úhrnu srážek. Rovnice 9 popisuje vztah, který odstraňuje vedlejší efekt tání působením dešťových srážek. Navíc popisují jejich vliv na teplotní faktor, který je rozdílný pro otevřené plochy a les, jak ukazuje Tabulka 4.

$$m_f = m_f' + 0,0126 \cdot P \quad (9)$$

kde  $m_f$  je v tomto případě označení teplotního faktoru ovlivněného srážkami,  $m_f'$  je hodnota bez vlivu srážek a  $P$  je celkový úhrn srážek.



Tabulka 4: Vliv dešťových srážek na  $m_f$  pro les a otevřenou plochu (Singh a Singh, 2001, upraveno)

úhrn srážek [mm]	$m_f$ pro les [ $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ ]	$m_f$ pro otevřenou plochu [ $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ ]
0 - 1	3,21	2,16
1 - 10	3,33	2,33
10 a více	3,38	2,79

Lundberg a Beringer (2005) ve své studii z roku 2000, která byla situována na území aljašské tundry (oblast *Council a Ivotuk*), sice přímo neudávají vztah výpočtu hodnot  $m_f$ , nicméně se taktéž snažili zachytit rozdíly mezi zalesněným povrchem, křovinami a otevřenou plochu, a to především na základě odlišných parametrů hustoty sněhu, vodní hodnoty sněhu a albeda. Dospěli k závěru, že rozdíl mezi intenzitou tání je mnohem výraznější mezi jednotlivými typy vegetace (až třináctidenní rozdíl mezi křovinami a otevřenou plochou), než mezi zvolenými lokalitami o různé zeměpisné šířce. Pro otevřená prostranství byla stanovena hodnota  $m_f$  v intervalu 4,84 až 5,3  $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ , pro křoviny, kde tál sníh nejrychleji, 4,14 až 8,2  $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$  a pro les hodnota 3,44  $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ .

Z výzkumů, které se nezabývaly přímo vlivem vegetace na proces tání sněhové pokrývky, lze uvést například studie autorů Braithwaite et al., kteří se zaměřili na odchylky  $m_f$  mezi sněhovou pokrývkou a ledovcem. Podobně jako průkopníci metody teplotního indexu Finsterwalder a Schunk či později Magnusson et al. (2011) při studii v centrálním Švýcarsku. Významnou roli v posuzování teplotního faktoru sehrává v tomto případě rozdílné albedo. Pro Grónské ledovce byl autory stanoven průměrný měsíční interval hodnot  $m_f$  mezi 6,2 a 9  $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$  (Braithwaite, 1996, in Hock, 2003). Navzdory kolísání  $m_f$  v závislosti na okolních podmínkách lze předpokládat, že se vzrůstající nadmořskou výškou dochází k nárůstu  $m_f$ , což souvisí s rostoucí přímou sluneční radiací a klesajícím albedem. Jelikož je albedo vyšší u sněhové pokrývky než u ledovců, pak  $m_f$  je pro sníh obecně nižší než pro ledovce (Hock, 2003). V návaznosti na tuto studii byl Bevenem (2001) stanoven vztah pro výpočet  $m_f$  při zohlednění vlivu radiace slunečního záření na celkový odtok dle rovnice 10

$$m_f = (m_f) \cdot (T_a - T_b) \cdot (R_n / \lambda_m) \quad (10)$$

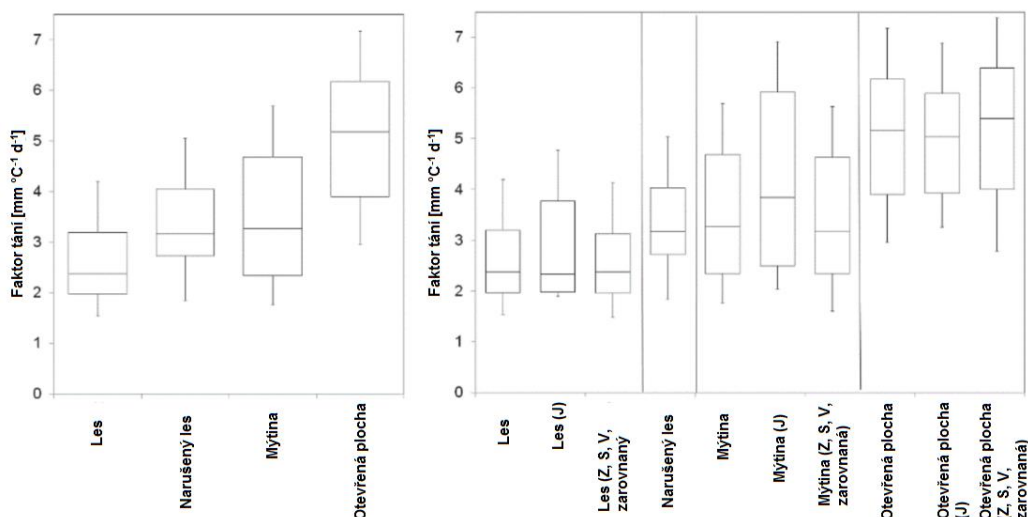
kde  $R_n$  je radiace slunečního záření v jednotkách  $\text{W} \cdot \text{m}^2$  a  $\lambda_m$  je latentní teplo tání v jednotkách  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ . Podobným způsobem rozšířenou interpretaci metody teplotního faktoru ve smyslu začlenění radiačních vstupních veličin popisuje na základě výzkumu v americkém státě Vermont také Brubaker et al. (1996).

V zimních obdobích 2006 – 2010 byl v lokalitě Tomšovka na povodí Uhlířská v Jizerských horách prováděn výzkum pod vedením Šmídla (2010) se snahou získat představu o vývoji vodní hodnoty sněhu ze vstupních dat denní teploty vzduchu a denního úhrnu srážek pomocí metody teplotního indexu pro ověření ručních nebo automatických měření. Při stanovené kritické teplotě vzduchu  $+1^\circ\text{C}$  modelované hodnoty *SWE* kopírovaly průběh naměřených hodnot *SWE*, avšak model nedokázal dostatečně vystihnout náhlé epizody ve změně vodní hodnoty sněhu.

Pro zimní období 2006/2007 byla určena hodnota  $m_f$  na  $1,8 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ , pro období 2007/2008 na  $1,3 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$  a pro zimu 2009/2010 na hodnotu  $2,7 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ , přičemž z důvodu patrné variability faktoru bylo třeba pro jednotlivá období a lokality model zvlášť optimalizovat.

Dle USACE (1998) je typický rozsah hodnot  $m_f$  od  $1,8$  do  $3,7 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ . Z Martincovy studie z roku 1963, při které pro odvození teplotního faktoru použil měření vodní hodnoty sněhu, teploty vzduchu a rychlosti větru, kolísaly výsledné hodnoty v intervalu  $2,4 - 5 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ . Šimo (1976) uvádí jako průměrnou hodnotu teplotního faktoru  $2 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ .  $M_f$  se při modelování akumulace a tání sněhu určuje kalibrací modelu, ve kterém teplotní faktor vystupuje jako jeden z jeho parametrů (Holko et al., 2012).

V práci budou dále rozvíjeny a hodnoceny především výsledky vzešlé ze studií, probíhajících v rámci výzkumu na Katedře fyzické geografie a geoekologie na PřF UK v Praze. Na studii z let 2009 a 2010 v Krušných horách, kde se v povodí řeky Bystřice a Zlatého potoka vešly výsledné hodnoty  $m_f$  do intervalu  $1,4 - 1,48 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ , respektive v následujících letech 2011 a 2012 na Šumavě, kde se v povodí Ptačího potoka hodnoty pohybovaly od  $2,77$  do  $3,28 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$  (Jeníček et al., 2012), navázal výzkum ve stejných lokalitách v zimních obdobích 2010 – 2014 (Jeníček et al., 2015). Aktuální studie se věnuje sledování vlivu vegetace a topografie na akumulaci a tání sněhu s důrazem na roli lesa postiženého lýkožroutem smrkovým (*Ips typographus*). Výsledky periodicky měřených dat výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu ukázaly, že hodnoty  $SWE$  jsou v průměru o 32 % nižší v jehličnatém lese oproti otevřeným plochám, na nichž je zároveň tání sněhu až dvakrát rychlejší než v lese. Rozpad stromového patra vlivem lýkožrouta smrkového se podepisuje na celkové rychlosti tání, která je tímto zvýšena v průměru o 33 %. Výrazná variabilita byla shledána v hodnotách faktoru tání pro různé vegetační pokryvy a orientace svahů, pro jejichž znázornění byla použita metoda krabicových grafů (viz Obrázek 2). Závislost mezi  $SWE$  a faktory tání byla popsána na základě Pearsonových korelačních koeficientů.



Obrázek 2: Faktory tání v různých vegetacích a orientacích svahu v studovaných územích na základě dat 2010 – 2014 (Jeníček et al., 2015, upraveno)

### 2.3.3.3 Další aplikace metody teplotního indexu ve výzkumu

Při modelování metodou teplotního indexu je při zohledňování prostorové variability tání v povodí často postupováno pouze v hrubých rysech, neboť nadmořská výška je v mnoha případech považována za jediné kritérium pro prostorovou diskretizaci. Spíše výjimečně se setkáváme se studiemi, které lze považovat jako založené na metodě teplotního indexu v pravém slova smyslu. Skutečnost, že faktory tání jsou ovlivněny všemi složkami energetické bilance, vedla k pokusům různých autorů o zdokonalení a vylepšení metody teplotního indexu, zahrnující více proměnných, jako jsou rychlost větru, tlak vodní páry nebo radiační komponenty (Hock, 2003), z nichž někteří již byli zmíněni v předchozí kapitole.

Metoda teplotního indexu byla poprvé odvozena a použita Finsterwalderem a Schunkem v roce 1887 při studii alpských ledovců. Navzdory četným zjednodušením, je tato metoda mezi hydrology stále velmi populární.

Někteří autoři, jako například Bengtsson (1976), se snažili o porovnání výpočtu rychlosti tání sněhové pokrývky oběma metodami, tedy energetické bilance a teplotního indexu. Totéž provedl Walter (2005) při výzkumu čtyř chladných amerických regionů s výsledným tvrzením o dobré shodě (při koeficientu závislosti průměrně vyšším než 0,9) mezi neměřenými a predikovanými hodnotami *SWE*. Jiní autoři, jako například Cazorzi a Fontana (1996), se pokusili o propojení obou přístupů. A to zejména s cílem dosáhnout co možná nejspolehlivějších výsledků při modelování a zároveň se vyvarovat jedné z nepřesností klasické metody teplotního indexu. Ta dle autorů spočívá v tom, že tento přístup k modelování tání sněhu nepostihuje zcela úplně variabilitu, kterou by bylo pro dané povodí třeba brát v potaz. Při šestiletém výzkumu mezi lety 1986 a 1991 v italských Dolomitech zjišťovali pro jednotlivá pole vytvořeného rastru (20 m x 20 m) v hodinovém kroku teplotní a radiační charakteristiky a sestavili rovnici 11, kombinující metodu teplotního indexu a energetické bilance.

$$MELTd = CMF \cdot EI \cdot T \quad (11)$$

kde *MELTd* je hodnota tání v  $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ , *CMF* je kombinovaný faktor tání jako prakticky jediný kalibrovatelný parametr rovnice, *EI* představuje energetický index, který se mezi jednotlivými územími odlišuje v závislosti na místní morfometrii a během období tání se postupně zvyšuje, a *T* je teplotní index. Výsledná průměrná hodnota *CMF* za sledované období činila interval od 0,016 do 0,024  $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{EI}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$  a potvrdili vlastní domněnku, že modelování metodou teplotního indexu hůře vystihuje prostorovou dynamiku sněhové pokrývky.

Kromě již výše zmíněných českých autorů, zabývajících se problematikou akumulace a tání sněhové pokrývky za využití některé z uvedených metod, probíhá kontinuální výzkum v rámci Katedry fyzické geografie a geoekologie na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy (KFGG PřF UK) v Praze, který byl již krátce představen v předchozích kapitolách. Zde začal pravidelný výzkum sněhové pokrývky z dat naměřených v terénu v zimní sezóně 2006/07. Od této sezóny jsou charakteristiky sněhové pokrývky sledovány několikrát během zimy na zvolených experimentálních povodí na Šumavě (Černý a Ptačí potok, Rokytka) a Krušných horách (horní

Bystřice a Zlatý potok). V Krušných horách probíhá v povodích Bystřice a Zlatého potoka monitoring klimatologických a hydrologických veličin a také monitoring výšky sněhové pokrývky a vodní hodnoty sněhu, který je nejintenzivněji prováděn v době jarního odtávání sněhu se snahou zachytit dynamiku tání sněhu a její projevy v závěrových profilech pozorovaných toků (Jeníček a Taufmannová, 2010). Největší pozornost je v současné době zaměřena na problematiku vlivu fyzicko-geografického prostředí na akumulaci, distribuci a tání sněhu, modelování odtoku ze sněhové pokrývky či problematiku vstupních dat o sněhové pokrývce do srážko-odtokových modelů (Taufmannová et al., 2010). Konkrétní studie z povodí Bystřice jsou popsány například v Kutláková a Jeníček (2012), Kučerová a Jeníček (2014), Jeníček et al. (2015). Povodí Zlatého potoka je částí studie Jeníčka et al. (2012 i 2015). Povodí Bystřice společně se šumavskými lokalitami jsou předmětem zájmu více studií, mj. Kocum et al. (2009) a Jeníček et al. (2015), která je zaměřena na sledování vlivu vegetace a topografie na akumulaci a tání sněhu v horských povodích s důrazem na roli lesa postiženého lýkožroutem smrkovým. Soustavný výzkum KFGG PřF UK na Šumavě, zaměřený na studium sněhové pokrývky, započal v pramenné oblasti Otavy v roce 2006. Cílem výzkumu je podobně 1) měření sněhové pokrývky a analýza jejího prostorového a časové rozložení, 2) zhodnocení klíčových faktorů ovlivňujících průběh akumulace a tání sněhu a 3) modelování akumulace a tání sněhu v lokálním a regionálním měřítku s testováním různých metod výpočtu (Beitlerová et al., 2012). Kromě již uvedených autorů se na danou lokalitu zaměřují taktéž autoři Čurda et al. (2011), a to v souvislosti s výskytem extrémních povodňových událostí na území Česka, s nimiž je spojena potřeba znalosti a posouzení retenčního potenciálu zdrojových částí povodí Otavy.

Vedle těchto výzkumně zaměřených pracovišť je hlavní oborovou institucí, zabývající se danou problematikou, Český hydrometeorologický ústav. Pod jeho hlavičkou proběhly například výzkumy Pobříslové a Kulasové (2000), které se mimo jiné zaměřily na rozdíly v ukládání a odtávání sněhu v lese a na odlesněných partiích Jizerských hor, tedy na vliv intercepce. Studie, věnující se srážko-odtokovým procesům a problematice tajícího sněhu v povodí Ptačího potoka a na dalších šumavských povodích, provádí taktéž Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování na České zemědělské univerzitě (např. Pavlásek et al., 2006).

Zkoumání problematiky pomocí metody teplotního indexu nachází uplatnění v širokém spektru různě koncipovaných a tematicky zaměřených hydrologických i klimatologických studií. Jako příklad lze uvést studii autorů Steigera a Mayera (2008), kteří se za pomoci této metody zaměřili na sněhové charakteristiky v oblasti Rakouska, konkrétně na smysluplnost výroby technického sněhu pro dané nadmořské výšky a s tím i na související problematiku globálního oteplování klimatu.

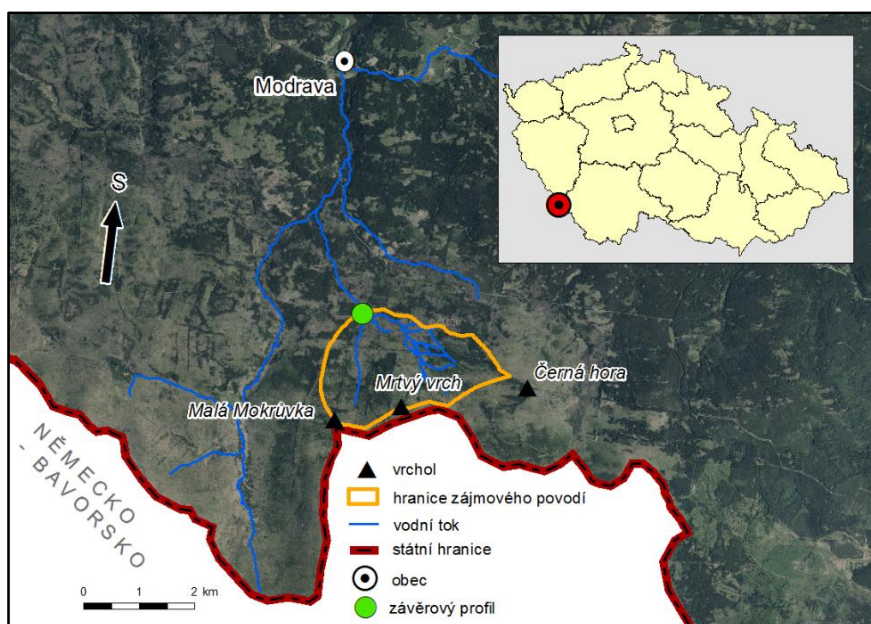
### 3 Materiál a metody

#### 3.1 Fyzicko-geografická charakteristika povodí Ptačího potoka

V rámci následující kapitoly bude podrobněji popsána zájmová lokalita a fyzicko-geografická charakteristika povodí Ptačího potoka a Šumavy.

##### 3.1.1 Vymezení zájmové lokality

Experimentální povodí Ptačího potoka se nachází v centrální části Šumavy při hranicích s Bavorskem, přibližně 5 km jižně od obce Modrava (viz Obrázek 3). Dle příslušnosti k povodím je hydrologické pořadí Ptačího potoka 1-08-01-0020. Hlavním tokem povodí je Ptačí potok, pramenící na západním svahu Černé hory (1316 m n. m.) v nadmořské výšce 1220 m n. m., a jeho levostranný přítok Mokrůvka. Na jejich soutoku (bývalá Ptačí nádrž) se nachází závěrový profil celého experimentálního povodí s hladinoměrem v nadmořské výšce 1127 m n. m. a je tak nejnižším bodem povodí. Odtud je hranice zájmového povodí orograficky vymezena rozvodnicí směrem na východ až jihovýchod pod vrchol Černé hory, kde se stáčí západním směrem podél státní hranice přes Mrtvý vrch (1254 m n. m.), po hřebeni přes vrchol Malé Mokrůvky, s nadmořskou výškou 1330 m n. m. nejvyšší kótou povodí, a dále zpět na sever k závěrovému profilu.

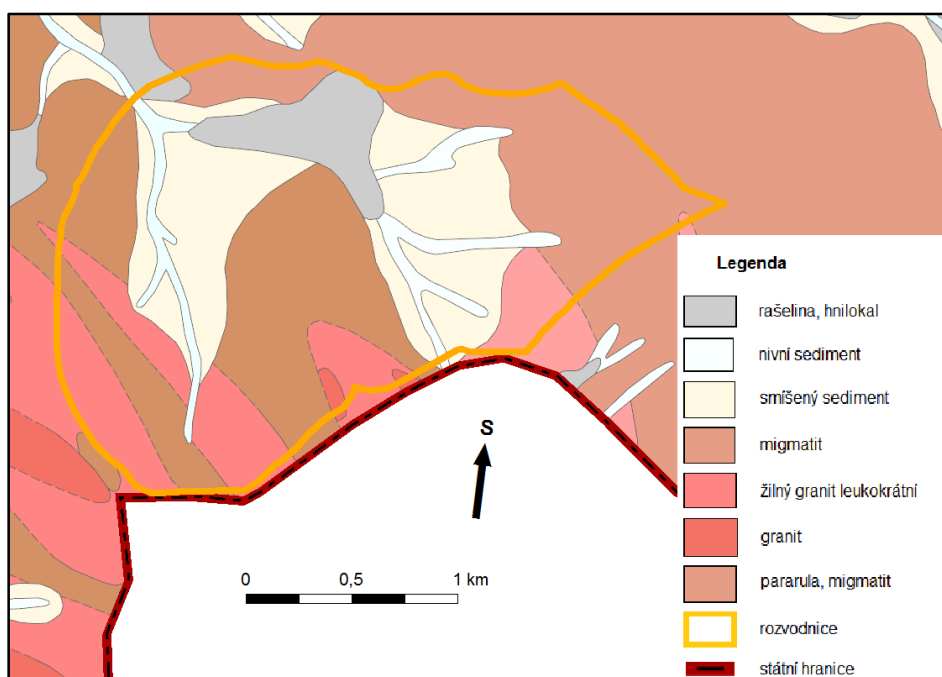


Obrázek 3: Vymezení zájmové lokality (ArcČR, ČÚZK – Ortofoto)

##### 3.1.2 Geologické a geomorfologické poměry území

Popis geologických poměrů zájmového území je důležitým krokem pro zhodnocení vlivu podloží na režim odtoku. Geologická stavba totiž částečně určuje výsledek procesu zvětrávání, a ovlivňuje tak vytvoření propustných či nepropustných vrstev podloží. Zájmová lokalita je z geologického hlediska součástí šumavské větve moldanubika, tedy nejstarší stavební jednotky Českého masivu. Geologickou stavbu tvoří převážně metamorfované horniny prekambriického

a paleozoického stáří, v počátečních obdobích vývoje zemské kůry zasahovány nejstaršími orogenetickými procesy. Ty se v oblasti Šumavy projeví již v období staršího proterozoika ve formě kadomského vyvrásnění. V období variského vrásnění došlo k vyvrásnění již metamorfovaných sedimentů nahromaděných v hlubokomořské depresi a tím ke vzniku pásebného pohoří. V době variského vrásnění proběhla konsolidace Českého masivu a v oblasti započalo miliony let trvající období denudačních pochodů, které měly za následek vytvoření zarovnaného povrchu do výšek 250 m n. m. V období starších třetihor (v oligocénu) došlo k vyklenutí (až o 1000 m) starého zarovnaného krystalinického podkladu (šumavská megaantiklinála) a následující orogenetické procesy, datované od konce třetihor dále, již utvářely dnešní podobu a charakter Šumavy (Chábera, 1987).

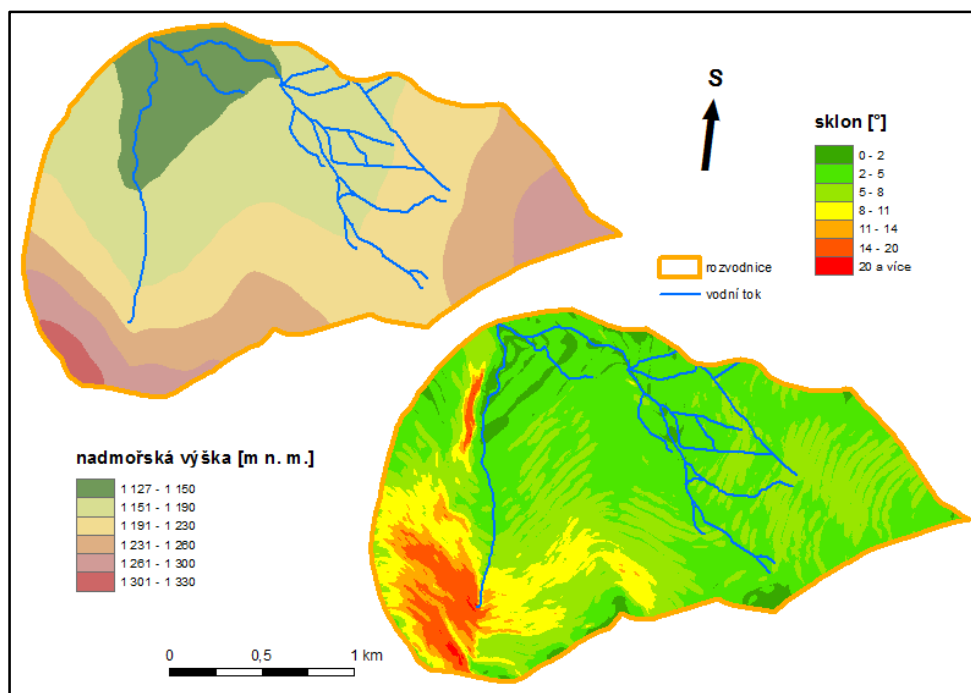


Obrázek 4: Geologická mapa povodí Ptačího potoka (ArcČR, ČGS – geologická mapa ČR)

Moldanubický pluton je v povodí Ptačího potoka reprezentován převážně přeměněnými migmatity, případně pararulami, a dále několika většími granitovými intruzemi. Tyto převládající složky jsou doplněny nivními a písčito-hlinitými až hlinito-písčitými sedimenty v nejbližším okolí vodních toků. Zamokřená Ptačí slat' je vyplněna rašelinou a hnílokalem (viz Obrázek 4). Propustnost metamorfovaných hornin je různá, přičemž migmatitizované ruly a granulity se řadí do skupiny spíše méně propustných hornin (Kočárek, 2005), což může v konečné fázi způsobovat rychlejší odtok vody z povodí.

V rámci geomorfologického členění reliéfu ČR spadá povodí Ptačího potoka do geomorfologického okrsku Kvildské pláně, které jsou se sedmi vrcholy nad 1300 m n. m. nejvyšší částí podcelku Šumavské pláně (oblast Šumavská hornatina – Šumavská subprovincie – provincie Česká vysočina). Pláně mají charakter ploché hornatiny se zarovnanými povrchy, které nejsou příliš poznamenány vodní erozí. Nad peneplén vystupují oblé vrcholky, údolí jsou zde většinou mělká a otevřená, často vyplněná rašeliništi. V nadmořských výškách zhruba

nad 1300 m n. m. došlo v období pleistocénu v důsledku poklesu průměrné roční teploty k lokálnímu zalednění Šumavy ve formě malých svahových firnových ledovců, které vznikaly na predisponovaných místech na svazích, převážně exponovaných k severovýchodu (Chábera, 1987). Skalní útvary na Šumavě jsou soustředěny mimo zájmovou lokalitu (např. řada viklanů v oblasti Medvědí stezky nebo mrazem opracovaný skalní srub Čertova stěna). Výškové a sklonitostní charakteristiky jsou znázorněny na Obrázku 5.



Obrázek 5: Výškové a sklonitostní poměry povodí Ptačího potoka (ArcČR, ZABAGED)

### 3.1.3 Klimatické poměry území

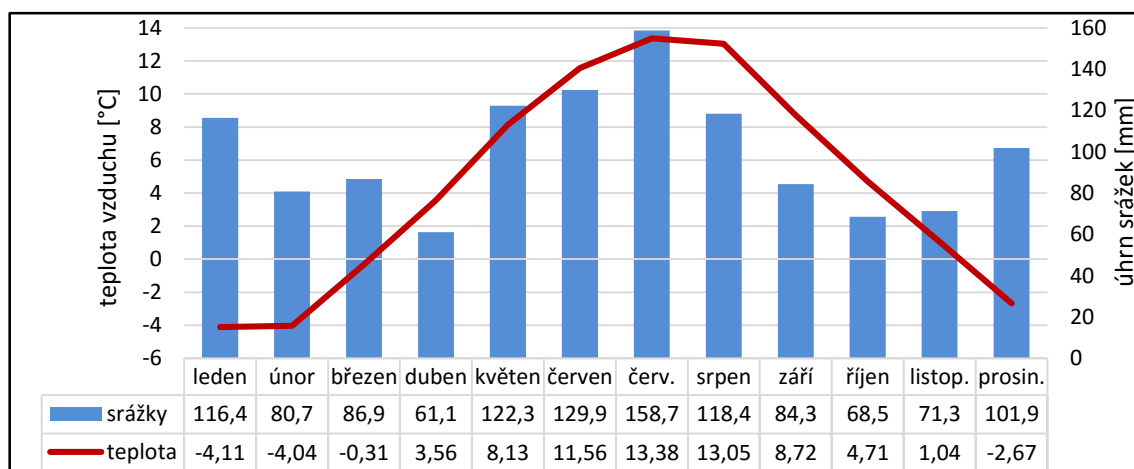
Klimatické poměry zájmového území jsou jedním z nejvýznamnějších faktorů, které ovlivňují procesy akumulace a tání sněhové pokrývky a tím i srážko-odtokové charakteristiky daného povodí. Nejzásadnějšími veličinami jsou přitom teplota vzduchu, která je také jedním z hlavních parametrů při modelování metodou teplotního indexu, a množství srážek.

Podnebí Šumavy patří ke střeoevropskému středohorskému typu, má přechodný ráz mezi klimatem oceánským a kontinentálním, tedy má poměrně malé roční výkyvy teplot vzduchu a poměrně vysoké srážky se stejným rozložením během celého roku (Chábera, 1987). Samotné povodí Ptačího potoka náleží dle Quittovy klasifikace do chladné klimatické oblasti (s označením *CH3* podle Atlasu podnebí Česka, Tolasz et al., 2007) a dle Koppěnovy klasifikace do klimatického pásma s označením *Dfc* (boreální klima s průměrnou teplotou nejchladnějšího měsíce  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$  a nižší, s průměrnou teplotou nejteplejšího měsíce  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  a vyšší, přičemž nanejvýš tři měsíce v roce mají průměrnou teplotu vyšší než  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  a srážky jsou v průběhu roku v zásadě rovnoměrně rozloženy).

Charakter teplot vzduchu je určován mimo jiné nadmořskou výškou dle teplotního gradientu. Rozdíl nadmořské výšky nejvyššího a nejnižšího bodu povodí (203 m) činí tuto odchylku téměř zanedbatelnou. Povodí Ptačího potoka se nachází na otevřené ploše vrcholových partií Šumavy



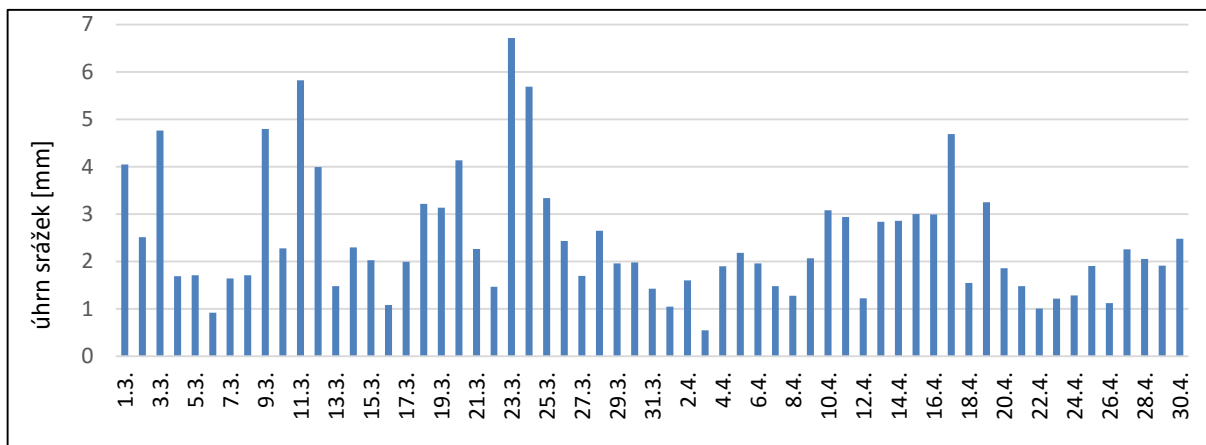
a i díky své nadmořské výšce se řadí k jedním z nejchladnějších míst České republiky. Procesy akumulace a tání sněhu jsou zde ovlivněny výše zmíněnými faktory (kap. 2.2), avšak zásadním kritériem je roční chod teploty vzduchu, jenž je ve formě měsíčních průměrů teplot vzduchu společně s množstvím srážek znázorněn na obrázku 6. Příhodné podmínky pro akumulaci sněhové pokrývky nastávají při ledových dnech (dny, během nichž se teplota vzduchu drží celý den pod bodem mrazu), kterých je na daném území průměrně 60 – 70 za rok, obvykle od listopadu do dubna. Mrazových dnů (dny s minimální teplotou pod bodem mrazu) je na dané lokalitě průměrně 180 – 200 za rok a arktické dny (dny, kdy maximální teplota nepřesáhne  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) jsou zde průměrně 4 za rok. Období příhodné pro tání sněhové pokrývky nastávají v oblasti obvykle na přelomu března a dubna, kdy se průměrné denní teploty dostávají nad bod mrazu (Tolasz, 2007).



Obrázek 6: Průměrné měsíční teploty vzduchu na Ptačím potoce za období leden 2008 – prosinec 2015 a průměrné měsíční srážkové úhrny na Filipově Huti za období leden 2003 – prosinec 2014 (data: KFGG, ČHMÚ)

Povodí Ptačího potoka je součástí pohraničního pásma Šumavy, které má při převládajícím západním a jihozápadním prouděním vzduchu charakter návětrné strany, což se projevuje ve zvýšeném ročním úhrnu srážek vzhledem k referenční oblasti. Roční úhrny srážek i přes 1200 mm řadí zájmovou lokalitu k jednomu z nejdeštivějších míst Šumavy, potažmo celé ČR. Srážky jsou během roku poměrně rovnoměrně rozloženy, s letními červnovými a červencovými maximy a druhotnými zimními maximy. Pro ilustraci rozložení srážek během roku v Obrázku 6, respektive v průběhu měsíců března a dubna v Obrázku 7 jsou uvedeny údaje ze srážkoměrné stanice ČHMÚ ve Filipově Huti (asi 5 km jižně od zájmové lokality v nadmořské výšce 1110 m n. m.) vzhledem k tomu, že stanice na Ptačím potoce nedisponuje vyhřívaným srážkoměrem, což má za následek chybné zaznamenávání úhrnů srážek v situacích, kdy je srážkoměr zasypán sněhem.



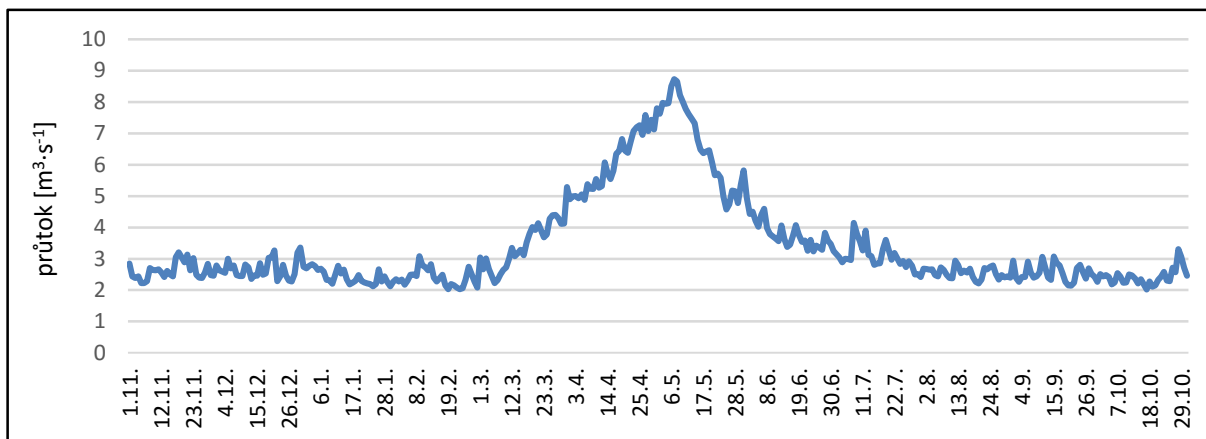


Obrázek 7: Rozložení srážek v povodí Ptačího potoka v průběhu března a dubna s průměrnými denními úhrny srážek pro jednotlivé dny za období leden 2003 – prosinec 2014 (data: ČHMÚ)

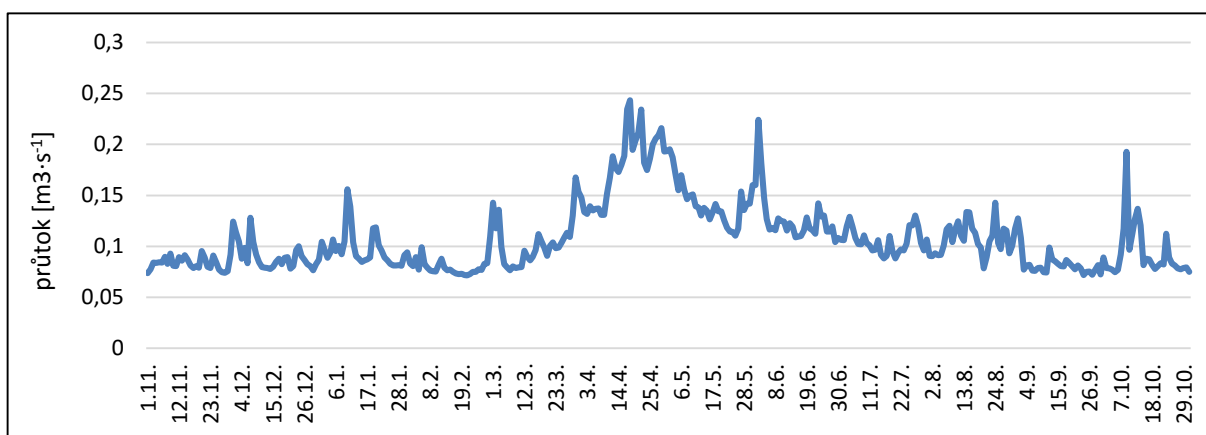
Průměrné denní úhrny srážek v průběhu března a dubna jsou zde uvedeny v souvislosti s jejich významným vlivem na charakteristiky tání sněhové pokrývky (kap. 2.2.1.1). V tuto dobu nejčastěji nastává období nejintenzivnějšího odtávání sněhu, ačkoli poslední sněžení se může objevovat i na konci května a déle. První sněhová pokrývka se často objevuje již v druhé polovině října. Na oblast připadá celkem v průměru okolo 70 dní se sněžením a 130 – 150 dní se souvislou sněhovou pokrývkou, přičemž sezónní maxima vodní hodnoty sněhu se pohybují přibližně okolo 300 – 400 mm. Porovnáme-li sněhové poměry vysokých poloh Šumavy s poměry stejně vysokých poloh Krkonoš nebo Jizerských hor, zjistíme, že Šumava má přeci jen sněhu méně a je teplejší než uvedená pohoří, a to zejména z toho důvodu, že při převládajícím jihozápadním proudění se často uplatňuje fénový vliv poměrně blízkých Alp (Tolasz, 2007; Chábera 1987).

### 3.1.4 Hydrologické poměry území

Hlavním tokem povodí je Ptačí potok. Experimentální povodí, které ze tří čtvrtin vyplňuje povodí Ptačího potoka, má celkovou plochu 4,09 km<sup>2</sup>, délku rozvodnice 8,64 km, úhrnnou délku toků necelých 8 km, hustotu říční sítě 1,95 km na km<sup>2</sup>, průměrný sklon povodí 6° a maximální sklon povodí 22° (Beitlerová, 2012; ArcGIS – DMÚ25). Ptačí potok pramení na západním svahu Černé hory ve výšce 1220 m n. m., při ústí z experimentálního povodí přibírá levostranný přítok Mokrůvku a jako tok 6. řádu se vlévá do Modravského potoka, který soutokem s Roklanským potokem v Modravě utváří řeku Vydru, která soutokem s Křemelnou dává vzniknout řece Otavě. Povodí Horní Otavy náleží do úmoří Severního moře a je charakterizováno sněhovo-dešťovým režimem odtoku, při kterém je průtok ovlivněn zejména táním sněhové pokrývky v jarních měsících. Roční chod toku s jarními a druhotnými letními maximy je znázorněn průměrnými denními průtoky na stanici Modrava (Obrázek 8). Obrázek 9, na němž jsou jarní maxima taktéž dobře zřetelná, popisuje průměrné denní průtoky během hydrologického roku v závěrovém profilu experimentálního povodí dle vztahu 12.



Obrázek 8: Průměrné denní průtoky na stanici Modrava v hydrologických letech 1930 – 2011 (data: KFGG)



Obrázek 9: Průměrné denní průtoky v závěrovém profilu Ptačího potoka v hydrologických letech 2008 – 2015 (data: KFGG)

Na základě terénních měření na Ptačím potoce prováděných členy katedry od roku 2006 lze sestavit mocninnou měrnou křivku průtoků, popisující závislost průtoků ( $Q$  v  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) na vodním stavu ( $H$  v cm). Měrná křivka byla proložena naměřenými body a oproštěna od údajů mimo očekávané trendy. Dle popsané závislosti lze určit průtok či vodní stav při neznalosti druhé proměnné, a to podle vztahu 12 při hodnotě spolehlivosti  $R^2$  rovné 0,88.

$$Q = 0,0002 \cdot H^{2,0287} \quad (12)$$

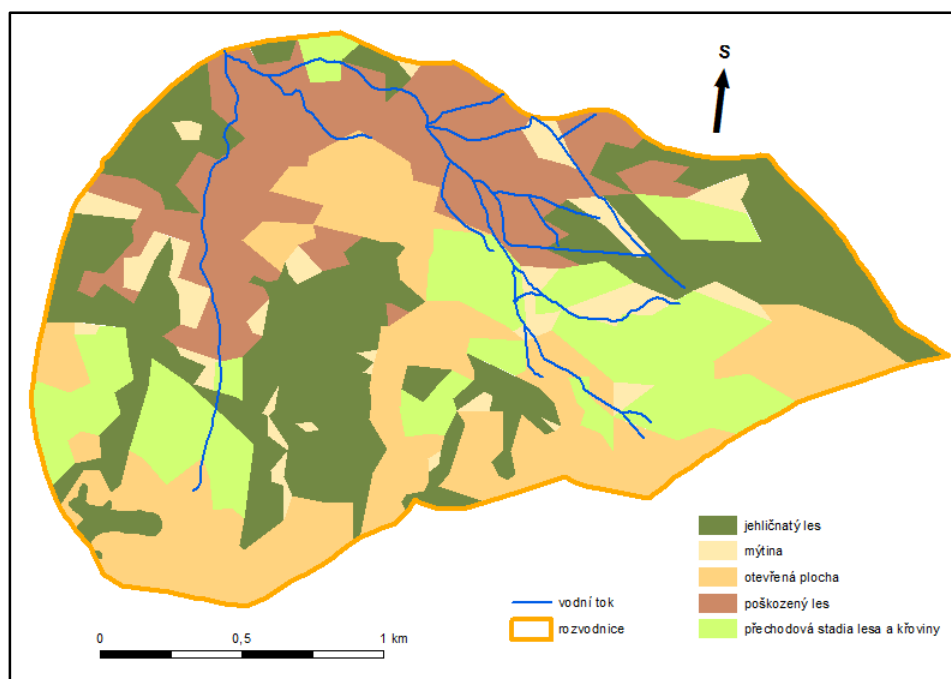
### 3.1.5 Pedologické poměry území

Půdní pokryv je významným činitelem při posuzování srážko-odtokových charakteristik daného povodí, neboť přímo souvisí s infiltrací srážek. Vlastnosti půdy ovlivňují přechod mezi povrchovým a podzemním odtokem (Netopil, 1984). Odtoková bilance v jednotlivých úsecích krajiny je závislá na momentální infiltraci a přirozené retenci vody v povodí, které vyplývají jednak z přirozeného charakteru půdního krytu, stavu poškození, respektive pozměnění funkcí přímou či nepřímou antropogenní degradací jednotlivých půdních představitelů, a způsobu využívání půdy (Šefrna, 2004).

Rozdělíme-li si povodí Otavy podle reliéfu (Šefrna, 2004) na oblast sběrnou, odnosovou a záplavovou, pak se povodí Ptačího potoka, podobně jako sousední povodí ve vyšších nadmořských výškách Šumavy, řadí do sběrné pedomorfologické oblasti. Pro takto vysoko položené pramenné oblasti je typická asociace hydromorfních a organozemních půd plochých a akumulčních poloh. V povodí Ptačího potoka je důsledkem rozdílné svažitosti poměrně velká kontrastnost a vyšší heterogenita půdních typů. Jedná se především o lehké až střední skeletovité půdy s nízkým stupněm vývoje, tedy s mělkým až středně hlubokým profilem (do 60 cm) a s hlavní kategorií skeletovitosti mezi 25 – 50 %, často s ostrým přechodem do matečné horniny. Typologicky se jedná především o rankery, gleje, pseudogleje, organozemě, podzoly a kryptopodzoly (Daněk, 2004). Společnými půdními vlastnostmi těchto půd jsou vysoká vsakovací rychlost a malá retenční schopnost, což může v kombinaci s vysokou svažitostí podmiňovat poměrně rychlý odtok srážkové vody v povrchových tocích (Šefrna, 2004). To je patrné zejména u vodou nasycených organozemí (např. Ptačí slat' v zájmové lokalitě). V zimních obdobích, při hodnocení odtoku z tajícího sněhu, sehrává podstatnou roli to, do jaké míry je půda pod sněhovou pokrývkou promrzlá. Výraznou modifikaci bilance odtoku ve smyslu jejího zpomalování způsobuje i vysoká intercepce (kap. 2.3.3). Oblast Šumavy se obecně vyznačuje výraznou výškovou pásmovitostí půd, přičemž platí, že se zvyšující se nadmořskou výškou stoupá její kyselost i stupeň podzolizace (Chábera, 1987).

### **3.1.6 Vegetace a krajinný pokryv území**

Vliv vegetačního pokryvu experimentálního povodí na jeho srážko-odtokové charakteristiky je podrobněji popsán v kapitole 2.3.3. Charakter krajinného pokryvu se významně podepisuje na průběhu akumulace a tání sněhové pokrývky. V povodí Ptačího potoka lze i v krátkém časovém horizontu sledovat poměrně dynamickou přeměnu krajinného pokryvu, a to zejména v důsledku činnosti lýkožrouta smrkového, který napadá převážně oslabený stromový porost, a způsobuje tak značné disturbance, které pozměňují skladbu krajinného pokryvu a celkový vegetační charakter zájmového území. Převládající složkou krajinného pokryvu je jehličnatý les, doplněn menšími enklávami mýtin a přechodnými plochami mezi lesem a křovinami, jak je patrné z Obrázku 10. Jehličnatý les se i díky přemnoženému kůrovci v lokalitě objevuje v různých vývojových fázích. Od kůrovcem nenapadeného zdravého vzrostlého lesa, který je schopen zachytit podstatnou část dopadajících srážek, přes les napadený s odumřelými stojícími či padlými stromy, jejichž schopnost intercepce je výrazně nižší, až po částečně obnovený les nižšího vzrůstu, který byl kůrovcem napaden v dřívějším období. V zájmové lokalitě se nevyskytují zastavěné plochy, pole, louky ani jiné další plošky krajinného pokryvu.



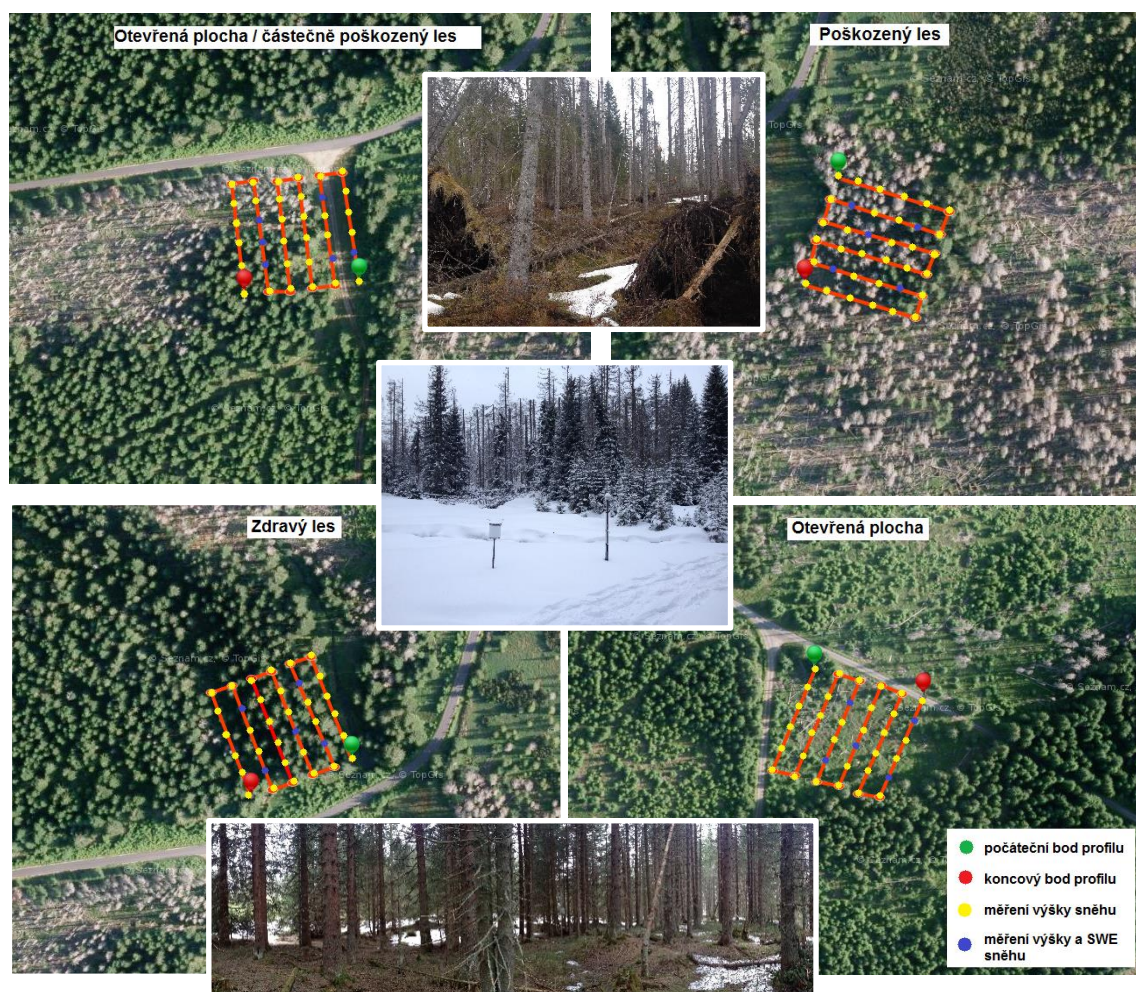
Obrázek 10: Krajinný pokryv v povodí Ptačího potoka (vektORIZACE Adam Blšřák, upraveno v programu ArcGIS)

### 3.2 Měření dat

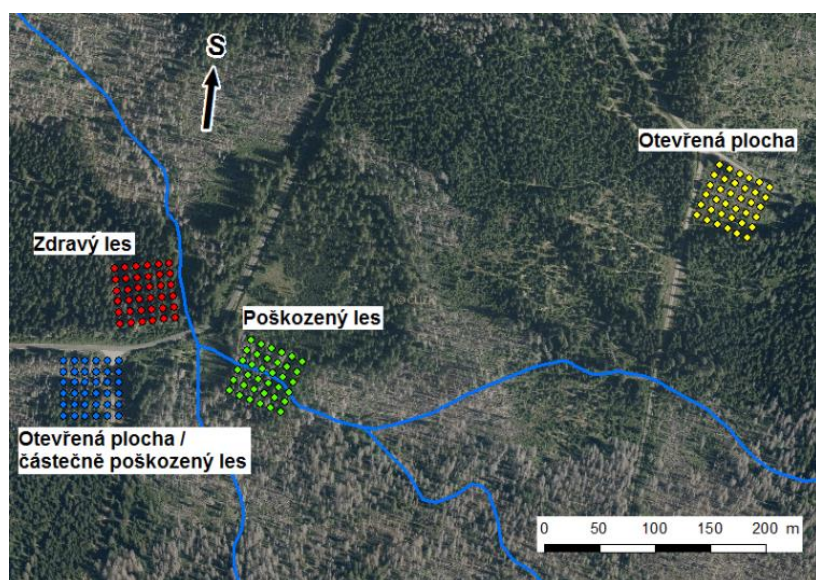
Data potřebná k účelům práce byla získána prostřednictvím terénních měření v povodí Ptačího potoka pořádaných KFGG PřF UK. V průběhu zimního období roku 2016 jich bylo uskutečněno celkem pět, a to v termínech 4. a 19. února, 19. března, 1. a 6. dubna, se snahou zachytit dobu maximální výšky sněhové pokrývky. Tato fáze akumulace nastala právě v období třetího termínu. Vhodně načasovaným čtvrtým a pátým termínem pak mohla být dobře zachycena především fáze odtávání sněhové pokrývky.

V rámci experimentálního povodí byla vytyčena čtyři území, každé o velikosti přibližně 50 x 50 metrů, reprezentující vždy různý typ vegetačního krytu – otevřenou plochu, poškozený les a zdravý les (Obrázek 12). Pro zjišťování hypotézou stanovených rozdílů v akumulaci a tání sněhové pokrývky bylo v každé takto vymezené lokalitě stanoveno celkem 36 bodů vzdálených od sebe přibližně 10 metrů, přičemž v každém z nich byla pomocí sněhoměrné tyče nejprve měřena výška sněhu, a to průměrem z několika měření v nejbližším okolí bodu se snahou vyhnout se případným nerovnostem pod sněhovou pokrývkou a tím i možnému zkreslení dat o skutečné výšce sněhu. Poté byla v pěti, respektive šesti bodech v lokalitě „otevřená plocha / částečně poškozený les“, naměřena hmotnost sněhu (Obrázek 11). Data o hmotnosti sněhu byla získána pomocí digitálních vah a odběrného válce s průřezem 50 cm<sup>2</sup> a byla dále použita ke zjištění hustoty sněhu a následně jeho vodní hodnoty v každém bodě měření. Jelikož je hustota sněhu na ploše výrazně méně variabilní než jeho výška, postačil ke generalizaci vzorek pěti (šesti) měření hmotnosti, posléze hustoty. Navíc se tímto postupem výrazně krátí doba měření a sběru dat. Na základě zjištěných údajů mohla být data zpracována pro účely mapových výstupů a výsledků studie.





Obrázek 11: Poloha měřených bodů jednotlivých lokalit v povodí Ptačího potoka (letecké snímkování – mapy.cz, foto: Mgr. Ondřej Matějka)



Obrázek 12: Rozmístění zájmových lokalit v povodí Ptačího potoka

Ačkoli jsou díky podobně tematicky zaměřenému dlouholetému výzkumu KFGG PřF UK dostupná data z dřívějších let, v rámci uváděného výzkumu byla zpracována pouze data ze zimní sezóny roku 2016, a to především kvůli odlišné metodice měření a jiným lokalitám z let předešlých.

### 3.3 Zpracování dat

V rámci provedených monitoringů z letošní zimy tak bylo v termínech pro každou ze čtyř lokalit naměřeno 36 hodnot výšky sněhu a pět, respektive šest údajů o vodní hodnotě sněhu. Chybějící neměřené údaje o vodní hodnotě sněhu pro každý bod v lokalitě byly dopočítány v závislosti na hmotnosti sněhu, potažmo jeho hustotě, dle rovnic 13 a 14

$$SWE = 200 \cdot m \quad (13)$$

kde  $SWE$  je vodní hodnota sněhu v mm,  $m$  je čistá hmotnost vzorku sněhu v kg po odečtení hmotnosti měřicího válce (0,86 kg). Při průřezu válce 50 cm<sup>2</sup> bylo třeba hodnotu násobit 200 ke zjištění výsledné hodnoty  $SWE$  pro 1 m<sup>2</sup>. Z těchto hodnot lze v pěti (šesti) bodech lokality zjistit hustotu sněhu. Průměrem z hustot vznikne jedna hodnota pro danou lokalitu v konkrétním termínu, která je použita pro výpočet  $SWE$  v každém z 36 měřených bodů na lokalitě (vztah 13)

$$SWE = \rho \cdot h \cdot 10 \quad (14)$$

kde  $SWE$  je vodní hodnota sněhu v mm,  $\rho$  je průměrná hustota sněhu v g·cm<sup>-3</sup> v daném termínu na dané lokalitě a  $h$  je naměřená výška sněhu v cm.

Pro všechny výpočty, které dále posloužily jako vstupní parametr k mapovým výstupům, byl použit program MS Office Excel 2013 společnosti Microsoft. K vypracování mapových výstupů a polohových dat byl využit program ArcGIS verze 10.2 společnosti ESRI. V něm byly jednotlivým bodům nad snímkovým podkladem přiřazeny hodnoty v soustavě souřadné tak, aby jejich vzájemné vzdálenosti odpovídaly provedenému měření. Na základě výše zmíněného postupu byla každému bodu přidělena hodnota  $SWE$  a následně provedena interpolace pro jednotlivé lokality v různých termínech.

Prvotním záměrem bylo užití geostatistické interpolační metody *Kriging*, která přímo naměřené hodnoty dále upravuje („shlazuje“), čímž může být docíleno eliminace možných chyb a extrémních hodnot při měření. Nicméně i přes nastavení jednotlivých parametrů funkce bylo zkeslení natolik výrazné, že k vhodnější interpretaci výsledků nakonec lépe posloužila interpolační metoda IDW (inverse distance weighting), jejíž algoritmus je funkční pro pravidelně i nepravidelně rozmístěná data. Metoda inverzních vzdáleností používá algoritmus, který vypočítává neznámé hodnoty jako vážený průměr okolních bodů, přičemž vychází z předpokladu, že jevy, které jsou prostorově blíže, se vzájemně podobají více než jevy, jež jsou prostorově vzdálenější (Bartier a Keller, 1996). Při použití metody v programu ArcGIS byla ve většině případů nastavena váha bodu na hodnotu 2, u výstupů vykazujících nápadná

„oka“ byla váha snížena na hodnotu 1 nebo 0,5. Velikost pixelu činila 1 x 1 m pro každou lokalitu.

Z výsledných rastrových ploch byly dále využity výstupy ze 4. a 5. termínů (1. a 6. dubna) z jednotlivých lokalit, ze kterých byl vzájemným odečtem pomocí funkce *Raster Calculator* následně vytvořen rozdílový rastr, znázorňující úbytek *SWE* mezi těmito dvěma termíny. Funkcí *Zonal Statistics* byl pro každý typ lokality stanoven průměrný úbytek *SWE*, který mohl být dále dosazen jako parametr do upraveného vzorce pro výpočet faktoru tání pro lokalitu (vzorec 15)

$$m_f = M / (T_a - T_c) \quad (15)$$

kde  $m_f$  je faktor tání v  $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ , veličina  $M$  představuje množství roztátého sněhu v  $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ , tedy zjištěná hodnota *SWE* dělená počtem dní,  $T_a$  je průměrná teplota vzduchu v  $^\circ\text{C}$  a  $T_c$  je kritická teplota v  $^\circ\text{C}$ , při které začíná proces tání.

Vypočtené faktory tání mohou dále sloužit pro vytvoření jednoduchého modelu tání sněhu na každé z lokalit.

### 3.4 Model tání sněhu

Model vychází ze základní rovnice teplotního indexu (rovnice 16, rovnice 4).

$$M = m_f \cdot (T_a - T_c) \quad (16)$$

Z ní byl pro každý den období tání (od 19. března do vymizení sněhové pokrývky) vypočten úbytek  $M$  v mm, který se uskutečnil za předpokladu, že průměrná denní teplota vzduchu byla vyšší než stanovená kritická teplota. Celkové denní úhrny srážek a průměrné denní teploty vzduchu byly vypočítány na základě dat dostupných ze stanice spravované katedrou v závěrovém profilu povodí Ptačího potoka. Následným vynásobením úbytku  $M$  faktorem tání  $m_f$  pro danou lokalitu mohly být zjištěny hodnoty *SWE* pro jednotlivé dny na různých typech lokalit dle vzorce 17

$$SWE = SWE_{(n-1)} - M + S \quad (17)$$

kde *SWE* je vodní hodnota sněhu v mm pro daný den,  $SWE_{(n-1)}$  je vodní hodnota sněhu v mm předešlého dne,  $M$  je úbytek sněhu v mm a  $S$  je úhrn srážek v mm daného dne.

## 4 Výsledky

Obrazové výstupy z terénního výzkumu se zaměřením na sběr dat o výšce a vodní hodnotě sněhu jsou zobrazeny v sériích map pro jednotlivé lokality (otevřená plocha, poškozený les, zdravý les, les v blízkosti stanice SPA) v různých fázích zimy na Obrázcích 13-16. Ačkoli lze na základě provedeného výzkumu sledovat sezónní změny ve výšce sněhové pokrývky, zejména v závislosti na teplotě vzduchu a úhrnu atmosférických srážek, primární důraz je zde kladen na zhodnocení sezónního vývoje *SWE*, jakožto stěžejního parametru při hodnocení odtoku z povodí, zejména pak na období tání, které v letošní zimní sezóně započalo zhruba od poloviny března (při 3. termínu byla pozorováno maximum sněhové pokrývky) a z důvodu celkově menšího množství sněhu vrcholilo už v první polovině dubna, kdy se již v částech zájmové lokality objevovala místa s nesouvislou sněhovou pokrývkou.

Z Tabulky 5 je patrné, že v průběhu zimy ve všech případech narůstá průměrná hustota sněhové pokrývky (kap. 2.1.1). Kromě hustot sněhu jsou zde uvedeny také údaje o sledovaných proměnných, přičemž trend hodnot výšky sněhu kopíruje tendence hodnot *SWE*.

*Tabulka 5: Naměřené údaje pro lokality zájmového území v jednotlivých termínech*

lokality / typ vegetace	termín	prům. hustota sněhu [g·cm <sup>-3</sup> ]	prům. výška sněhu [cm]	maxim. výška sněhu [cm]	prům. vodní hodnota sněhu [mm]	maxim. vodní hodnota sněhu [mm]
otevřená plocha	4.2.	0,26	53	68	139	179
	19.2.	0,28	71	85	200	242
	19.3.	0,32	78	99	248	322
	1.4.	0,39	58	79	226	308
	6.4.	0,40	37	60	147	240
poškozený les	4.2.	0,24	46	55	109	130
	19.2.	0,29	59	90	171	262
	19.3.	0,30	57	85	171	256
	1.4.	0,36	36	63	132	230
	6.4.	0,42	17	45	72	187
zdravý les	4.2.	0,23	37	55	85	127
	19.2.	0,24	44	72	107	175
	19.3.	0,30	51	80	155	242
	1.4.	0,35	33	58	117	241
	6.4.	0,41	17	45	70	184
SPA	4.2.	0,23	42	70	115	191
	19.2.	0,30	64	80	193	241
	19.3.	0,32	62	91	202	294
	1.4.	0,39	43	62	170	245
	6.4.	0,42	25	45	106	190

Průměrná výška sněhové pokrývky je ve všech termínech nejvyšší na otevřené ploše, je v průměru o 16 cm vyšší než sněhová pokrýвка pod poškozeným lesem a o 23 cm vyšší než pod vzrostlým lesem, kde se nejvíce uplatňuje vliv intercepce porostu, což zásadně ovlivňuje akumulaci sněhu. Průměrné rozdíly ve výšce sněhu mezi otevřenou plochou a lesem jsou nejvyšší v době maximální akumulace, směrem k období tání a v jeho průběhu se průměrné

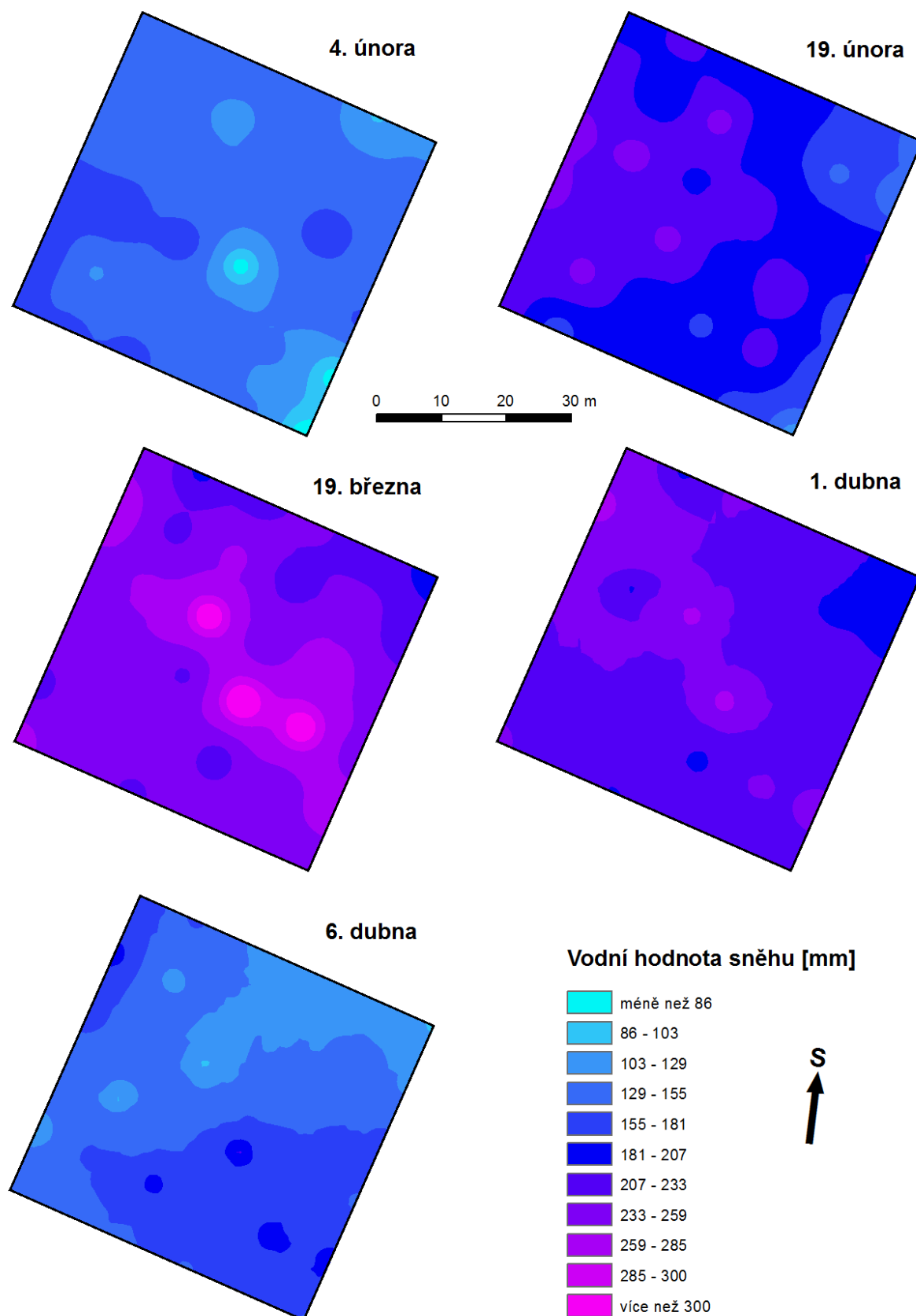


rozdíly ve výškách snižují, přičemž hlavním faktorem rychlejšího úbytku sněhu na otevřené ploše je přímé sluneční záření, zatímco pod lesním porostem dochází ke zpomalování tání vlivem stínění.

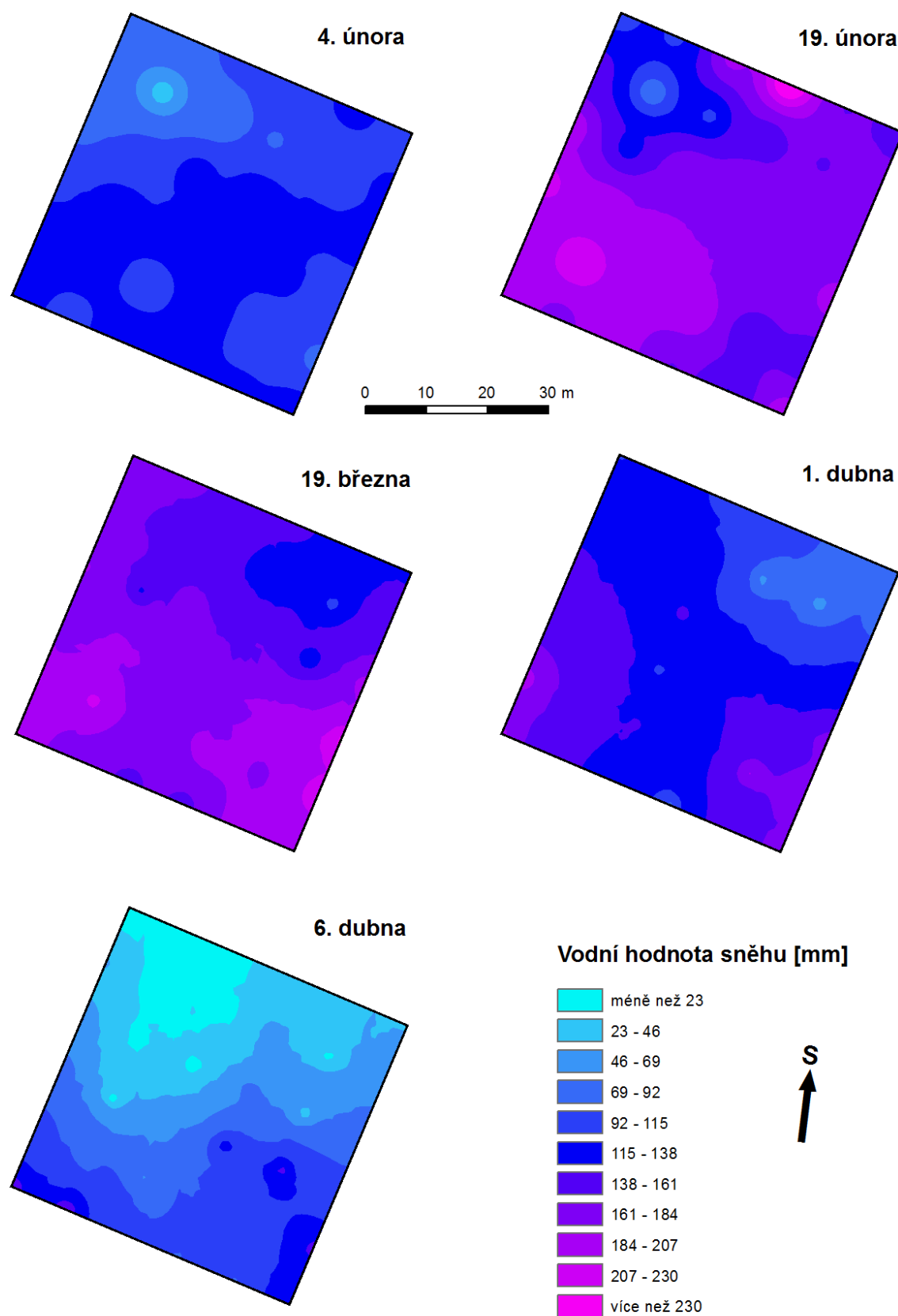
Rozložení vodních hodnot sněhu v závislosti na vegetačním krytu v různých termínech je znázorněno na mapách (Obrázky 13-17). Obecně platí, že maximum hodnot *SWE* nastává ve všech lokalitách v době maximální akumulace sněhové pokrývky a směrem k období tání a v jeho průběhu dochází k jejímu postupnému poklesu. Při maximální výšce sněhové pokrývky je na otevřené ploše dosahováno taktéž maximálních hodnot nasycenosti sněhové pokrývky vodou, přičemž množství vody ve sněhu se pohybuje i přes hranici 300 mm. Až do doby vrcholného tání je na otevřené ploše patrná vyšší akumulace sněhu v severní části vymezené lokality, což může být důsledkem blízkosti lesa z jižní až jihozápadní strany. Okolní les, společně s dalšími faktory, které jím mohou být ovlivněny (srážky, větrné proudění apod.) může na druhou stranu vlivem stínění způsobovat nerovnoměrné odtávání sněhu i na malém území, ačkoli se jedná o plochu téměř bez vzrostlých stromů. I to je patrně důsledek nejintenzivnějšího úbytku sněhu, a tím i *SWE*, v severní polovině otevřené plochy, kam tak dopadá největší množství slunečního záření a hodnoty *SWE* se v období vrcholného tání rapidně snižují (v některých měřených bodech i o více než 200 mm mezi 4. a 5. termínem měření).

V lese, jehož schopnost intercepce je významně ovlivněna činností kůrovce, je zjevná vyšší variabilita v rozložení *SWE* při jednotlivých měřeních. Úbytek sněhu a vodní hodnoty je pozvolnější, maximální hodnoty *SWE* jsou nižší než na otevřené ploše, avšak vyšší než pod zdravým lesním porostem. Ztráta korun u odumírajících stromů má za následek intenzivnější pronikání slunečního záření ke sněhové pokrývce, tím je urychleno její tání a v konečném důsledku pozměněn charakter odtoku z tajícího sněhu.

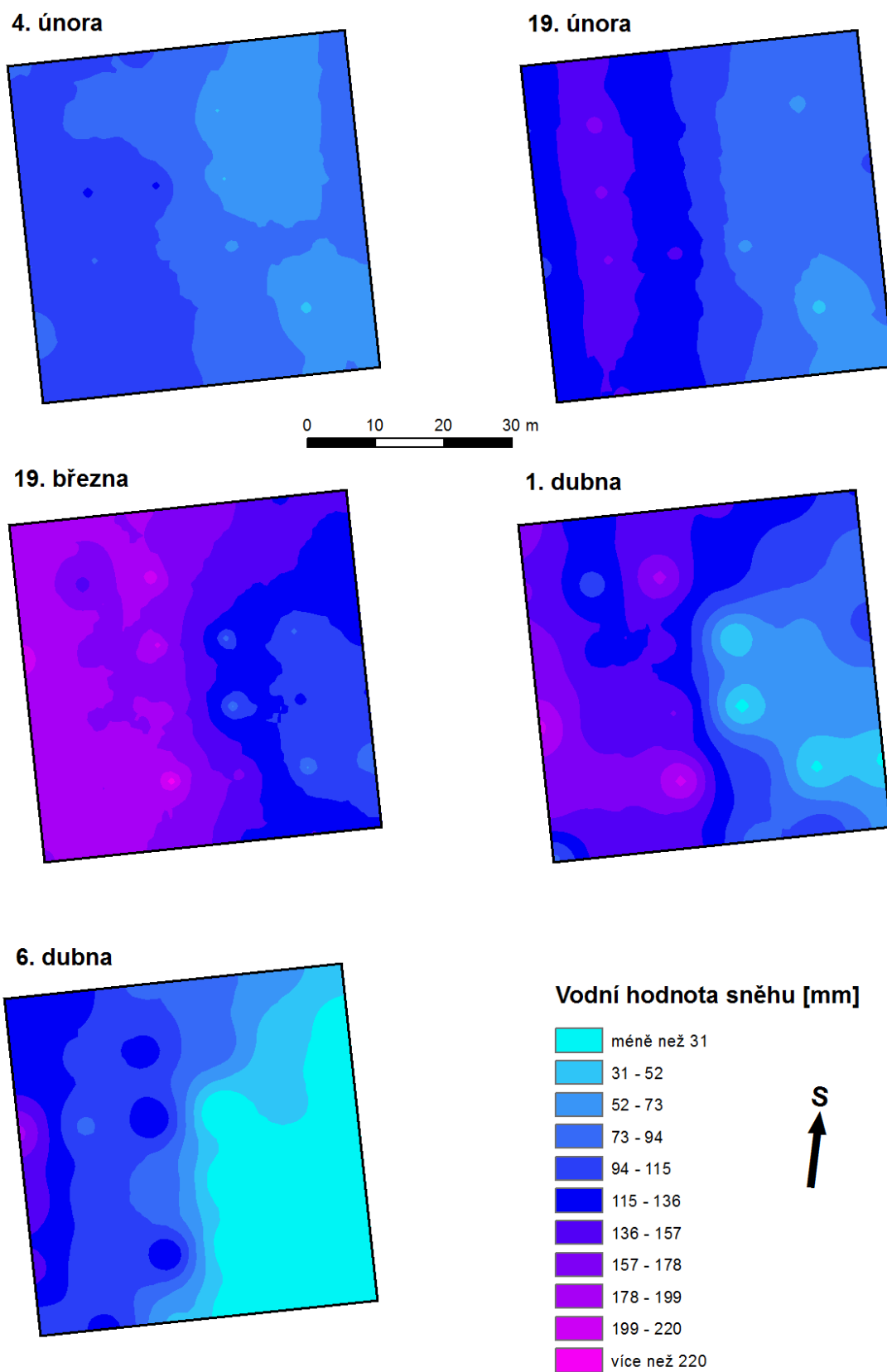
Ve zdravém lese se naplno projevuje intercepční ztráta při akumulaci sněhové pokrývky během zimy. Na takto pokrytém území byly naměřeny nejnižší hodnoty *SWE*, přičemž v rámci vymezené lokality lze pozorovat pomyslně oddělenou západní polovinu s obecně vyššími výškami sněhu a *SWE*, patrně vlivem řidšího vegetačního porostu, a východní část s hodnotami nižšími. Vlivem stínění zde dochází k nejpomalejšímu úbytku sněhové pokrývky. Naměřené hodnoty z lokality v blízkosti stanice SPA (otevřená plocha / částečně poškozený les) spadají do průměrných, neboť na této lokalitě objevují části bez stromového porostu, zdravým lesem stíněné i již odumírající stromy.



Obrázek 13: Vodní hodnota sněhu v měřených termínech pro otevřenou plochu

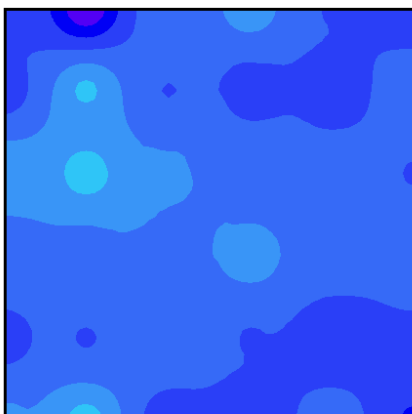


Obrázek 14: Vodní hodnota sněhu v měřených termínech pro kůrovcem poškozený les



Obrázek 15: Vodní hodnota sněhu v měřených termínech pod zdravým lesem

4. února

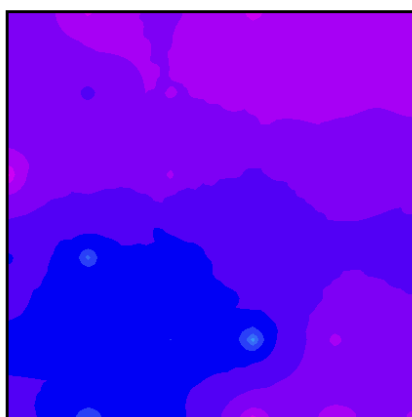


19. února

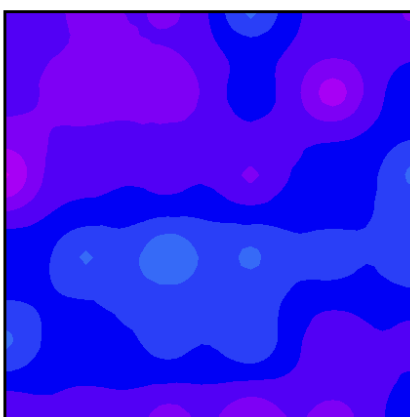


0 10 20 30 m

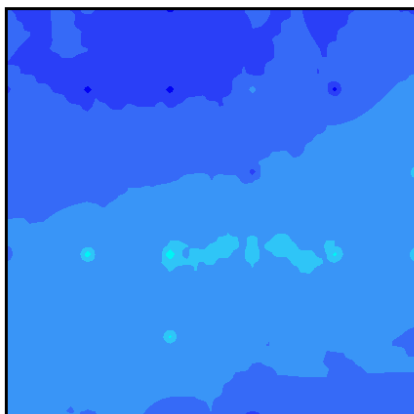
19. března



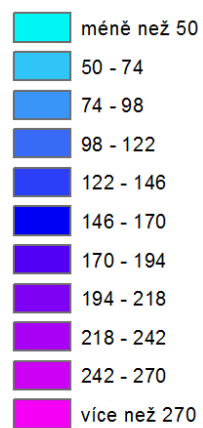
1. dubna



6. dubna



Vodní hodnota sněhu [mm]



S

Obrázek 16: Vodní hodnota sněhu v měřených termínech v blízkosti měřicí stanice SPA (otevřená plocha / částečně poškozený les)

Pro zhodnocení rozdílů v úbytku sněhu (pokles *SWE*) pod vlivem vegetačního krytu na zvolených typech lokalit byl v programu ArcGIS pomocí funkce *Raster Calculator* ze zjištěných hodnot 4. a 5. termínu vytvořen rozdílový rastr o velikosti pixelu 1 x 1 m, znázorňující úbytek či v některých případech růst hodnoty *SWE* způsobený algoritmem výpočtu zvolené interpolační metody. Výsledné rozdílové rastry pro jednotlivé typy lokalit jsou zobrazeny pomocí map na Obrázku 17. Mezi uvedenými dvěma termíny (5 dnů) je zřejmý nejvýraznější pokles *SWE* na otevřené ploše, oproti zpomalenému tání pod zdravým lesem. Z uvedených výstupů lze mimo jiné vysledovat i místa pod zdravým lesním porostem, na nichž je pokles *SWE* prakticky zanedbatelný, části otevřené plochy, kde v extrémních případech dochází k poklesu v řádu stovek, či významné urychlení procesu tání vlivem kůrovcové kalamity.

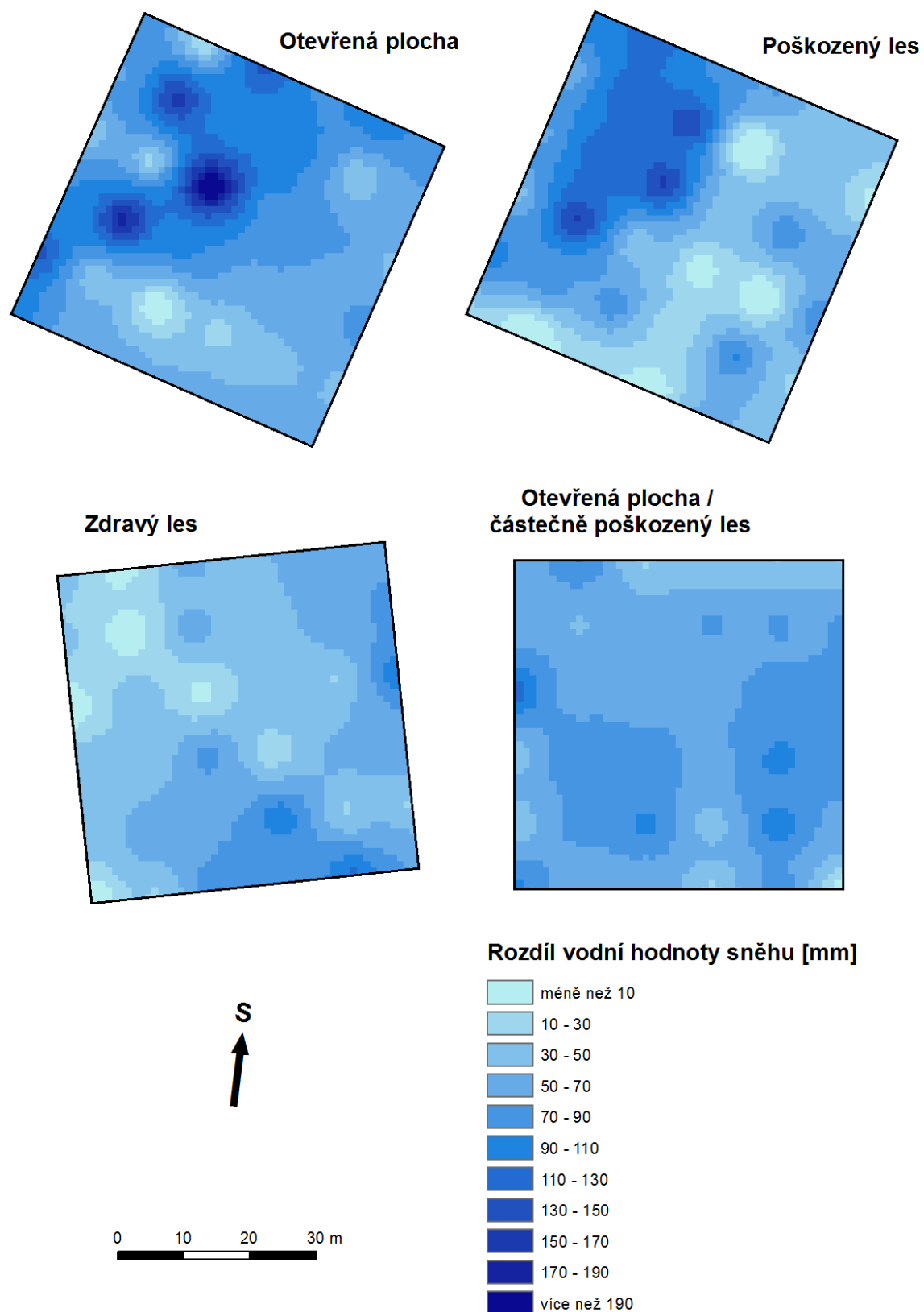
Vhodným parametrem ke sledování rozdílů je již výše popsáný faktor tání. V rámci každého vytvořeného rozdílového rastru byla zjištěna průměrná hodnota rastrového pole, která odpovídá průměrnému úbytku *SWE* v dané lokalitě. Byla vypočtena průměrná teplota vzduchu  $T_a$  pro období od 1. do 6. dubna, která pod vlivem vysoce nadprůměrných denních teplot činila přibližně 5,7 °C. Dále byla stanovena kritická teplota  $T_c$  rovna 0,1 °C. Bylo tak učiněno v rámci kalibrace vytvořeného modelu s reálně naměřenými výsledky tak, aby údaje o *SWE* v období 4. a 5. termínu měření predikované modelem odpovídaly hodnotám exaktně změřeným při těchto dvou terénních měřeních. Úpravou kritické teploty došlo k nepatrné změně faktorů tání, a tím i ke změně předpovídaných úbytku *SWE* pro jednotlivé dny ve shodě s reálným průběhem. Všechny výsledné parametry jsou uvedeny v Tabulce 6. Faktor tání  $m_f$  byl dopočten dle výše popsaného vztahu 14.

Tabulka 6: Výsledné charakteristiky tání pro jednotlivé typy lokalit

lokalita / typ vegetace	průměrný úbytek <i>SWE</i> [mm]	množství roztátého sněhu za den <i>M</i> [mm]	faktor tání $m_f$ [mm·°C <sup>-1</sup> ·d <sup>-1</sup> ]
otevřená plocha	75,62	15,12	2,68
poškozený les	58,37	11,67	2,07
zdravý les	48,36	9,67	1,71
SPA	66,02	13,20	2,34

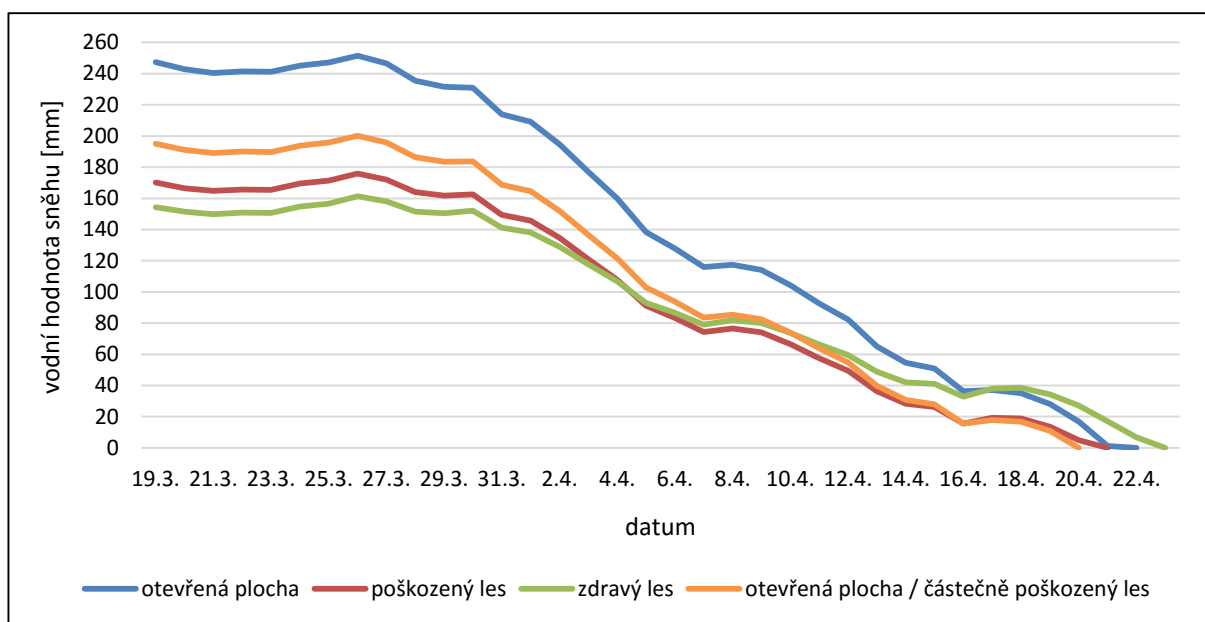
Výsledné hodnoty faktoru tání potvrzují výše uvedené poznatky o nejrychleji tající sněhové pokrývce na otevřené ploše, zpomaleném tání pod vzrostlým lesem a urychleném úbytku sněhu vlivem lesní disturbance způsobené činností lýkožrouta smrkového oproti průběhu ve zdravém lese.

Na základě metody teplotního indexu a dle ní vypočtených faktorů tání pro všechny typy lokalit byl vytvořen jednoduchý model průběhů tání a vývoje *SWE*.



Obrázek 17: Rozdílové rastry znázorňující vývoj hodnot SWE (úbytku sněhu) na jednotlivých lokalitách Ptačího potoka mezi čtvrtým (1. dubna) a pátým (6. dubna) termínem měření

Simulovaný průběh tání na jednotlivých lokalitách je znázorněn v grafu na Obrázku 18.



Obrázek 18: Modelový průběh SWE pro jednotlivé typy lokalit v období tání na Ptačím potoce (data: KFGG)

Vytvořený model průběhu hodnot SWE odpovídá výše zmíněným poznatkům o charakteru tání sněhové pokrývky na uvedených lokalitách. Rozdílné vodní hodnoty sněhu v období maximální akumulace sněhu jsou vlivem již popsaných faktorů v průběhu tání postupně srovnávány, ve vrcholné fázi tání dochází k nejpozvolnějšímu úbytku ve zdravém lese.

Co se týká simulace skutečného průběhu tání, model odpovídá sledovanému odtávání sněhové pokrývky na jednotlivých lokalitách. Modelem predikovaný vývoj průběhu tání nelze přímo ověřit z několika důvodů. Hlavní příčinou jsou nezpracovaná data z automatických stanic pro letošní zimní období. Problém nastal taktéž s na podzim instalovanou měřicí stanicí SPA, která ovšem vinou technických problémů začala měřit až v lednu, data z ní navíc vyžadují hlubší analýzu a kontrolu, z toho důvodu nebyla k dispozici pro původně plánované srovnání.



## 5 Diskuze

### 5.1 Hodnocení výsledků v kontextu jiných studií

Odborných studií a výzkumů, které se zabývají problematikou tání sněhu na základě různých výzkumných metod či obecně vlivem vegetačního krytu na charakter sněhové pokrývky a s tím související srážko-odtokové poměry povodí, bylo v minulosti uskutečněno nepřeberné množství. Při porovnávání jimi zjištěných údajů je třeba uvažovat jednotlivé fyzicko-geografické faktory a jiné okolnosti, které se různou měrou podílejí na utváření podmínek v dané zájmové lokalitě v průběhu výzkumu.

Bez ohledu na výšku sněhu lze zjevně pozorovat vliv ubývajícího vegetačního krytu nad sněhovou pokrývkou. Ať už je tento jev způsoben antropogenní činností, např. mýcením, jehož vlivem na hydrologický efekt se zabývali autoři Schelker et al. (2013) a přiřkli mu důsledek v podobě zvýšení vodních hodnot sněhu v průměru o 27 % a tím i dynamičtější odtok vody z povodí plynoucí z urychleného tání sněhu, nebo se jedná o přírodní proces, tak jako tomu je např. při kůrovcové kalamitě, která má dle výše popsané studie za následek 19% rozdíl v průměrných hodnotách *SWE* mezi zdravým a poškozeným lesem ve prospěch toho nenapadeného. K menším rozdílům v celkovém objemu tání (10 %) a zvětšeném průtoku (2 %) vlivem činnosti kůrovce dospěl kolektiv autorů Pomeroy et al. (2012). K obdobným závěrům, především o rostoucí hodnotě *SWE* pod napadeným lesem, se připojili i Pugh a Small (2013).

Pro výpočet faktorů tání byla v provedeném výzkumu zvolena metoda teplotního indexu, s výhodami popsanými autorkou Hock (2003) v kap. 2.2.3. Výsledná stanovená kritická teplota  $T_c$  pro výpočet, při které začíná proces tání, spadá do intervalu  $0 - 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , definovaného Kutlákovou a Jeníčkem (2012), respektive do rozmezí  $0 - 0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$  dle Hock (2003). Při využití metody teplotního indexu může být jednou z nejistot stanovení samotného faktoru tání, neboť vykazuje značnou prostorovou a časovou variabilitu spojenou s odchylkami v přispívání jednotlivých komponent energetické bilance, což souvisí s charakteristikami sněhové pokrývky, polohou, sklonem svahu, vegetačním pokryvem, denní a roční dobou a převládajícími povětrnostními podmínkami jako je oblačnost (Hock, 2003; Jost et al., 2012). Nicméně všechny výsledné faktory tání pro jednotlivé typy lokalit spadají do intervalu  $1 - 8\text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ , jak ho popsali autoři DeWalle a Rango (2008). Vyšší průměrné hodnoty faktorů tání v rozmezí  $2,4 - 5\text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$  popisují například Martinec (1963) či interval  $1,8 - 3,7\text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$  udávaný autory z USACE (1998).

Z uvedených studií vyplývá, že výsledky získané v rámci výše popsaného průzkumu vykazují obecně nižší hodnoty faktorů tání, než je tomu u obdobně tematicky zaměřených prací, uváděných v rešerši, a to i při zkoumání působení rozdílného vegetačního pokryvu. Kuusisto (1980) stanovil na základě výzkumu ve Finsku průměrnou hodnotu faktoru tání pro zalesněné plochy na hodnotu  $2,42\text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ , Federer (1972) ji zasadil do intervalu mezi  $4,5$  a  $7,5\text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ . Pro otevřené plochy byla Kuusistem stanovena průměrná hodnota na  $3,51\text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ , respektive Federerem do intervalu od  $1,4$  do  $2,7\text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ . Obecně

vyššími faktory zhodnotili vlastní studii taktéž autoři Singh a Singh (2001) či Lundberg a Beringer (2005). V rámci provedeného výzkumu k práci byl faktor tání stanoven na základě rozdílu sledovaných charakteristik ve dvou termínech, mezi nimiž uběhla jen krátká časová epizoda v porovnání s výše zmíněnými studiemi. Tento fakt může do jisté míry ovlivnit spolehlivost závěrů, které tak nelze srovnávat s poznatky dlouholetých výzkumů, založených na větším množství relevantních dat o sněhové pokrývce.

Vhodnějším předmětem pro porovnání výsledků se jeví dříve uskutečněné výzkumy na českém území, a to zejména z důvodu srovnatelné konfigurace fyzicko-geografických podmínek. Podobné hodnoty faktoru tání ( $1,3 - 2,7 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ ) přinesl výzkum v zimních obdobích 2006 – 2010 v lokalitě Tomšovka na povodí Uhlířská v Jizerských horách pod vedením Šmídla (2010). Je třeba brát v úvahu kritickou teplotu, která zde byla stanovena na hodnotu  $1^\circ\text{C}$ , což ovlivňuje výsledné faktory tání i počet dnů, kdy není započítáván úbytek sněhu na základě teploty vzduchu. Relevantní srovnání výsledků při působení téměř totožných podmínek nabízí výzkum, prováděný katedrou přímo na lokalitě Ptačího potoka v letech 2011 a 2012 (Jeníček et al., 2012), respektive aktuální průzkum v zimních obdobích 2010 – 2014 (Jeníček et al., 2015) se zaměřením na sledování vlivu vegetace a topografie na akumulaci a tání sněhu s důrazem na roli lesa postiženého lýkožroutem smrkovým.

Při srovnání výzkumu v rámci bakalářské práce se studií Jeníčka et al. (2015) mohou odlišné výsledky plynout i z metodiky sběru dat, která s letošní zimou doznala poměrně významných změn. Nicméně obě práce došly k podobným závěrům o zvýšené hodnotě SWE na otevřené ploše v průměru o 32 %, respektive v průměru o přibližně 41 % při letošním výzkumu, oproti hodnotám pod vzrostlým lesem. To v konečném důsledku znamená, že celkové množství vody dostupné pro tání je o 32 % (41 %) nižší pod lesním porostem (Jeníček et al., 2015). V obou případech platí, že nejnižší, a poměrně variabilní hustoty sněhu jsou pozorovány v lese, nejvyšší pak na otevřených plochách. Jeníček a kolektiv uvádí poměrně výrazně vyšší faktory tání pro všechny typy lokalit (viz Obrázek 2). Odchylna výsledků zpracovaného výzkumu může být způsobena tím, že faktory tání zjištěné v období vrcholného tání byly následně aplikovány na celé období úbytku sněhové pokrývky. Ve studii Jeníček et al. (2015) byla prokázána nejvyšší závislost faktoru tání na podílu pokrytí plochy vegetací, ve zpracovaném výzkumu nebyly další faktory, jako jsou nadmořská výška, orientace a sklon svahů či množství sluneční radiace, přímo zohledněny, tudíž nelze provést v tomto ohledu srovnání.

V rámci provedeného výzkumu bylo podobně jako při studii autorů Hříbika a Škvareniny (2007b) prokázáno znatelně rychlejší tání sněhu na otevřené ploše než pod zdravým lesem, ačkoli se výsledky liší v době setrvání souvislé sněhové pokrývky na těchto typech lokalit. Ve výše popsaném výzkumu byl rozdíl v udržení sněhové pokrývky na otevřené ploše a pod lesním porostem v řádu dnů, avšak v práci slovenských autorů činil tento rozdíl celé týdny.

## 5.2 Nejistoty při měření a zpracování dat

Samotné výsledky výzkumu mohou být poznamenány řadou nejistot a chyb, které v konečném důsledku vedou ke zkreslení poznatků a ovlivnění správnosti závěrů. Jedná se především

o různá pochybení v průběhu sběru dat a při zpracování naměřených hodnot, ať už vinou subjektivního úsudku výzkumníka, nebo vlivem technických nedostatků použitých přístrojů a vyhodnocovacích programů.

Zásadním krokem je volba vhodných zájmových lokalit pro účely výzkumu. V případě zde popsané studie je třeba zvážit, zda zvolená otevřená plocha v povodí Ptačího potoka není nadmíru vystavena vlivu okolního lesa. Nicméně to, zda jsou vybrané lokality dostatečně účelově reprezentativní, ukáží patrně až výsledky budoucích studií. Subjektivní může být i výběr konkrétního měřeného bodu a způsob získání potřebné hodnoty v něm. Konečný výsledek tak může být ovlivněn například v situaci, kdy opakované odebrání vzorku sněhu neproběhne přesně na stejném místě, nebo když je měření výšky sněhu podhodnoceno vlivem překážky na zemském povrchu pod sněhovou pokrývkou. Stejně tak může být podhodnoceno (neodebrání celého profilu pokrývky) nebo nadhodnoceno (vzorek s půdními či povrchovými nečistotami) měření *SWE*. Svou roli může sehrát i fakt, že *SWE* pro jednotlivé body ve výše popsané studii je určována z jedné průměrné hodnoty hustoty sněhu, ačkoli je hustota sněhu na ploše bezesporu variabilní, zvláště pak v horských povodích, avšak tímto krokem její variabilita zaniká, což má za následek zkreslení a pokles přesnosti v určování *SWE* pro dané místo. Řešením by mohla být interpolace naměřených hustot sněhu, která by byla společně s vytvořenými rastry výšky sněhu zahrnuta v konečném algoritmu pro výpočet přesnější *SWE* pro konkrétní místo.

Správnost měření je taktéž ovlivněna přesností vah. Variabilita charakteristik a rozložení sněhu v povodí je závislé na celkovém množství sněhu, které při letošních odběrech bylo z dlouhodobého hlediska spíše podprůměrné, tedy i variabilita zkoumaných charakteristik mohla být nižší než v předchozích letech.

Kombinací nejistot v subjektivním uvážení badatele a chyb technických mohou vznikat nepřesnosti při zpracování naměřených dat. Při zpracování je zapotřebí důsledná práce s daty, včetně volby vhodné metody interpolace a nastavení dílčích parametrů, se snahou co možná nejreálněji zachytit sledovaný jev. Pokud je zvoleným přístupem pro výpočet faktoru tání výše popisovaná metoda teplotního indexu, je při výpočtech třeba věnovat zvláštní pozornost situacím, nejčastěji při teplotách kolem bodu mrazu, kdy jsou celkové průměrné teploty  $T_a$  negativní, tedy neindikují proces tání, nicméně tyto ukazatele mohou zastírat části dne, kdy při vhodných podmínkách k tání docházet mohlo. V tomto případě je rozdíl mezi hodnotami  $T_a$  a  $T_c$  minimální až nulový a může docházet ke zkreslení výsledků modelu (Hock, 2003). Fakt, že metoda teplotního indexu byla stvořena pro popis tání v denním kroku, je jedním z problémů při využití této metody obecně. Použití průměrné denní teploty pro výpočet má za následek potlačení denního chodu teploty vzduchu, potažmo průběhu tání sněhové pokrývky. Neméně důležitým subjektivním rozhodnutím výzkumníka je stanovení  $T_c$  pro výpočet faktoru tání, přičemž i nepatrné úpravy proměnné mohou výrazně pozměnit konečné výsledky.

## 6 Závěr

Dle provedené rešerše české a zahraniční odborné literatury byl popsán současný stav výzkumu zaměřeného na proces akumulace a tání sněhové pokrývky v souvislosti s působením různých fyzicko-geografických faktorů, přičemž hlavní důraz byl kladen na zhodnocení vlivu vegetace, respektive na rozdíl ve srážko-odtokových charakteristikách v jehličnatém lese s různou strukturou a na otevřené ploše. Zvláštní pozornost je věnována lesu, který je napaden kůrovcem, přičemž hlavními sledovanými parametry jsou výška a vodní hodnota sněhu. Uskutečněná terénní měření byla součástí dlouhodobě zaměřeného výzkumu na Katedře fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze, která se v současnosti mimo jiné věnuje kvantifikaci zásob vody ve sněhové pokrývce pomocí metod teplotního indexu. Touto jednoduchou koncepční metodou lze efektivně sledovat a vyhodnocovat zásoby vody ve sněhové pokrývce, což umožňuje spolehlivější modelování a predikci odtoku vody z povodí.

Na základě uskutečněných měření výšky sněhu a jeho vodní hodnoty v povodí Ptačího potoka na Šumavě a následné analýzy dat lze vyvodit následující závěry:

- Významným faktorem, který se zásadně podílí na průběhu akumulace a tání sněhové pokrývky je intercepce vegetačního krytu, která zapříčinila v průměru o 23 cm vyšší sněhovou pokrývku na otevřené ploše než pod jehličnatým lesem.
- Ve zdravém lese se v akumulačním období hromadí méně sněhu než v lese poškozeném
- Ve zdravém lese dochází vlivem stínění slunečního záření ke zpomalování rychlosti tání, v poškozeném lese je tání i odtok z povodí urychlen, na otevřené ploše je tání nejintenzivnější.
- V průběhu tání dochází k postupnému zmenšování rozdílů hodnot  $SWE$  ve zdravém lese a na otevřené ploše.
- Charakter tání je pro různé lokality vyjádřen faktorem tání o hodnotě  $2,68 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$  na otevřené ploše,  $2,07 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$  pod napadeným lesem a  $1,71 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$  pod zdravým porostem.
- O spolehlivosti simulace vytvořeného modelu rozhodují pečlivě analyzovaná data z automaticky měřených stanic, která pro letošní zimu nebyla dostupná.

## 7 Zdroje

### 7.1 Seznam použité literatury

ANDERSON, T. B., MCNAMARA, J. P., MARSHALL, H., FLORES, A. N. (2014): Insights into the physical processes controlling correlation between snow distribution and terrain properties. *Water Resources Research*, 50, č. 6, s. 4545-4563.

BARTIER, P. M., KELLER, C. P. (1996): Multivariate interpolation to incorporate thematic surface data using inverse distance weighting (IDW). *Computers & Geosciences*, 22, č. 7, s. 795-799.

BECKER, A., SERBAN, P. (1990): Hydrological models for water – resources system design and operation. *Operational Hydrology Report No. 34*, WMO, Geneva, 80 s.

BEITLEROVÁ, H. (2012): Aplikace degree-day modelu akumulace a tání sněhu v povodí Ptačího potoka. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha, 111 s.

BEITLEROVÁ, H., FLIEGL, O., JELÍNEK, J., JENÍČEK, M., KOCUM, J. (2012): Monitoring akumulace a tání sněhové pokrývky v pramenné oblasti Otavy. In Jeníček, M., Kučerová, D.: XVII. Medzinárodné stretnutie sneharov. PřF UK, Praha, s. 47-55.

BENGTTSSON, L. (1976): Snowmelt estimated from energy budget studies. *University of Luleå, Nordic Hydrology*, 7, s. 3-18.

BENISTON, M. (1997): Variations of snow depth and duration in the Swiss Alps over the last 50 years: links to changes in large-scale climatic forcings. *Climatic Change*, 36, č. 3-4, s. 281-300.

BEVEN, K. J. (2001): *Rainfall-runoff Modelling. The Primer*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, 360 s.

BRAITHWAITE, R. J. (1996): Models of ice-atmosphere interactions for Greenland ice sheet. *Ann. Glaciol.*, 23, s. 149-153.

BRAITHWAINE, R. J., OLESEN, O. B., (1989): Calculation of glacier ablation from air temperature, West Greenland. In Oerlemans, J. (ed.): *Glacier fluctuations and climatic change. Glaciology and Quaternary geology*, Dordrecht, s. 219-233.

BRUBAKER, K., RANGO, A., KUSTAS, W. (1996): Incorporating radiation inputs into the Snowmelt Runoff Model. *Hydrological Processes*, 10, s. 1329-1343.

CAZORZI, F., FONTANA, G. D. (1996): Snowmelt modelling by combining air temperature and a distributed radiation index. *Journal of Hydrology*, 181, s. 169-187.

ČURDA, J., JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2011): Vliv fyzickogeografických faktorů na extremitu povodní v povodí Vydry. *Geografie*, 116, č. 3, s. 335-353.

DANĚK, J. (2004): Změna č. 1 územního plánu sídelního útvaru Modrava. Projektový ateliér AD s.r.o.

DEWALLE, D. R., RANGO, A. (2008): Principles of snow hydrology. Cambridge University Press, Cambridge, 410 s.

DVOŘÁK, I. J., TESAŘ, M., HARČARIK, J. (2006): Vliv navátého sněhu na vodní bilanci malého horského povodí, Modrý důl v Krkonoších, Česká republika. In ČHMÚ: 11. stretnutie sneharov. ČHMÚ OHV, Jablonec n. Nisou, s. 23-29.

EHRLER, C., SEIDEL, K., MARTINEC, J. (1997). Advanced analysis of snow cover based on satellite remote sensing for the assessment of water resources. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, 242, s. 93-102.

FEDERER, C. A., PIERCE, R. S., HORNBECK, J. W. (1972): Snow management seems unlikely. *Proceedings Symposium on Watersheds in Transition, American Water Resources Association*, s. 212-219.

FELDMAN, A. D. (2000): Technical reference manual, US Army corps of Engineering, Hydrologic Engineering center, Davis, CA, USA, 157 s.

FIERZ, C., ARMSTRONG, R. L., DURAND, Y., ETCHEVERS, P., GREENE, E., MCCLUNG, D. M., NISHIMURA, K., SATYAWALI, P. K., SOKRATOV, S. A. (2009): The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. *IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 83, IACS Contribution No. 1, UNESCO-IHP, Paris*, 80 s.

HOCK, R. (2005): Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography*, 29, č. 3, s. 362-391.

HOCK, R. (2003): Temperature index melt modeling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282, č. 1-4, s. 104-115.

HOLKO, L., DANKO, M., KOSTKA, Z. (2012): Klasifikácia zím, hustota nového snehu a teplotný faktor topenia snehovej pokrývky v povodí Jaloveckého potoka. *Acta Hydrologica Slovaca*, 13, č. 2, s. 342-349.

HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J. (2007a): Les a sneh. In ÚH SAV: 12. stretnutie sneharov. ÚH SAV, Bratislava, s. 119-146.

HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J. (2007b): Vplyv ihličnatého a listnatého lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. In ÚH SAV: 12. stretnutie sneharov. ÚH SAV, Bratislava, s. 88-98.

HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J. (2006): Vplyv nadmorskej výšky, expozície, porastu a druhu porastu na hydrofyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky v biosférickej rezervácii Poľana, v zimách 2003/04, 2004/05. In ČHMÚ: 11. stretnutie sneharov. ČHMÚ OHV, Jablonec n. Nisou, s. 30-40.

CHÁBERA, S. et al. (1987): Příroda na Šumavě. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice, 182 s.

JENÍČEK, M. (2005): Možnosti využití srážko-odtokových modelů na malých a středně velkých povodích. In Langhammer, J (ed): Vliv změn přírodního prostředí povodí údolní nivy na povodňové riziko. PřF UK, Praha, s. 112-126.

JENÍČEK, M., PEVNÁ, H., MATĚJKA, O. (2015): Snow accumulation and ablation in three forested mountain catchments. Acta Hydrologica Slovaca, 16, s. 3-14.

JENÍČEK, M., BEITLEROVÁ, H., HASA, M., KUČEROVÁ, D., PEVNÁ, H., PODZIMEK, S. (2012): Modeling snow accumulation and snowmelt runoff – present approaches and results. AUC Geographica, 47, č. 2, s. 15-24.

JENÍČEK, M., TAUFMANNOVÁ, A. (2010): Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu – výběr z výsledků výzkumu Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK v letech 2009 a 2010. In Jiráček, J. et al. (eds.): XV. Medzinárodné stretnutie snehárov. ČHMÚ OHV, Jablonec nad Nisou, s. 43-50.

JOST, G., MOORE, R. D., SMITH, R., GLUNS, D. R. (2012): Distributed temperature-index snowmelt modelling for forested catchments. Journal of Hydrology, 420-421, s. 87-101.

KIND, R., J. (1981): Snow drifting. Handbook of snow: principles, processes, management and use, s. 338-359.

KOCUM, J., JELÍNEK, J., JENÍČEK, M. (2009): Monitoring sněhové pokrývky a vyhodnocení sněhových zásob na Šumavě a v Krušných horách. In Haková, R., Klose, Z., Pavlásek, J.: XIV. Medzinárodné stretnutie snehárov. ČZU, Praha, s. 105-113.

KOČÁREK, E. (2005): Geomorfologie Šumavy. In Benešová, D.: Šumava - příroda, historie, život. Baset, Praha, 799 s.

KUČEROVÁ, D., JENÍČEK, M. (2014): Comparison of selected methods used for the calculation of the snowpack spatial distribution, Bystřice River basin, Czechia. Geografie, 119, č. 3, s. 199-217.

KUTLÁKOVÁ, L., JENÍČEK, M. (2012): Modelling Snow Accumulation and Snowmelt in the Bystřice River Basin. *Geografie*, 117, č. 1, s. 110-125.

KUUSISTO, E. (1980). On the values and variability of degree-day melting factor in Finland. *Nordic Hydrology*, 11, s. 235-242.

LUNDBERG, A., BERINGER, J. (2005): Albedo and snowmelt rates across a tundra-to-forest transition. 15th International Northern Research Basins Symposium and Workshop Luleå to Kvikkjokk, Sweden.

MAGNUSSON, J., FARINOTTI, D., JONAS, T., BAVAY, M. (2011): Quantitative evaluation of different hydrological modelling approaches in a partly glacierized Swiss watershed. *Hydrological Processes*, 25, s. 2071-2084.

MARTINEC, J. (1977): Expected snow loads on structures from incomplete hydrological data. *Journal of Hydrology*, 19, s. 185-195.

MARTINEC, J. (1960): The degree-day factor for snowmelt-runoff forecasting. *Proceedings General Assembly of Helsinki, Commission on Surface Waters, IASH Publ.*, 51, s. 468-477.

MATĚJKA, O. (2015): Energeticky založený model akumulace a tání sněhu v jehličnatém lese a na otevřené ploše. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha, 75 s.

MOLOTCH, N. P., BLANKEN, P. D., WILLIAMS, M. W., TURNIPSEED, A. A., MONSON, R. K., MARGULIS, S. A. (2007): Estimating sublimation of intercepted and sub-canopy snow using eddy covariance systems. *Hydrological Processes*, 21, s. 1567-1575.

NEDĚLČEV, O. (2015): Vliv intercepce lesního porostu na akumulaci sněhu ve vybraných horských lokalitách v ČR. Bakalářská práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha, 47 s.

NETOPIL, R., BRÁZDIL, R., DEMEK, J., PROŠEK, P. (1984): *Fyzická geografie I.* SPN, Praha, 272 s.

OHMURA, A. (2001): Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. *Journal of Applied Meteorology*, 40, č. 4, s. 753-761.

PAVLÁSEK, J., MÁCA, P., ŘEDIOVÁ, J. (2006): Analýza hydrologických dat z Modravských povodí. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 54, č. 2, s. 207-216.

PEVNÁ, H. (2010): Vliv vybraných fyzickogeografických faktorů na průběh akumulace a tání sněhové pokrývky. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha, 73 s.



POBŘÍŠLOVÁ, J., KULASOVÁ, A. (2000): Ukládání a tání sněhu v lese a na odlesněných partiích Jizerských hor. *Opera Corcontica*, 37, s. 113-119.

POMEROY, J., FANG, X., ELLIS, C. (2012): Sensitivity of snowmelt hydrology in Marmot Creek, Alberta, to forest cover disturbance. *Hydrological Processes*, 26, č. 12, s. 1891-1904.

POMEROY, J. W., GRAY, D. M., SHOOK, K. R., TOTH, B., ESSERY, R. L. H., PIETRONIRO, A., HEDSTROM, N. (1998): An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling. *Hydrological Processes*, 12, s. 2339-2367.

POMEROY, J. W., SCHMIDT, R. A. (1993): The use of fractal geometry in modeling intercepted snow accumulation and sublimation. *Proceedings of the Eastern Snow Conference*, 50, s. 1-10.

PUGH, E. T., SMALL, E. E. (2013): The impact of beetle-induced conifer death on stand-scale canopy snow interception. *Hydrology Research*, 44, č. 4, s. 644-657.

SCHELKER, J., KUGLEROVÁ, L., EKLÖF, BISHOP, K., LAUDON, H. (2013): Hydrological effects of clear-cutting in a boreal forest – Snowpack dynamics, snowmelt and streamflow responses. *Journal of Hydrology*, 484, s. 105-114.

SEIBERT, J., JENÍČEK, M., HUSS, M., EWEN, T. (2014): Snow and Ice in the Hydrosphere. In Haeberli, W., Whiteman, C.: *Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters*. Academic Press, s. 99-130.

SICART, J. E., POMEROY, J. W., ESSERY, R. L. H., HARDY, J., LINK, T., MARKS, D. (2004): A sensitivity study of daytime net radiation during snowmelt to forest canopy and atmospheric conditions. *Journal of Hydrometeorology*, 5, s. 774-784.

SINGH, P., SINGH, V. P. (2001): *Snow and Glacier Hydrology*. Kluwer Academic Publisher, Londýn, 742 s.

STEIGER, R., MAYER, M. (2008): Snowmaking and Climate Change. *Mountain Research and Development*, 28, č. 3, s. 292-298.

ŠEFRNA, L. (2004): Pedologická charakteristika povodí Otavy ve vztahu k povodním. In *Sborník příspěvků semináře grantu GAČR 205/Z052/03: Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní*. GAČR, s. 196-212.

ŠMÍDL, J., ŠANDA, M., KULASOVÁ, A. (2010): Kontinuální sledování sněhové pokrývky na povodí Uhlířská, aplikace metody degree-day. In Jiráček, J. et al. (eds.): *XV. Medzinárodné stretnutie snehárov, ČHMÚ, Jablonec nad Nisou*, s. 35-42.

TAUFMANNOVÁ, A., JENÍČEK, M., KUČEROVÁ, D., PEVNÁ, H., PODZIMEK, S. (2010): Výzkum procesů akumulace a tání sněhu v Krušných horách. In Hydrologické dny 2010 – voda v měnícím se prostředí, 2. díl. Sborník příspěvků 7. mezinárodní konference českých a slovenských hydrologů a vodohospodářů. ČHMÚ, Hradec Králové, s. 493-499.

TOLASZ, R. et al. (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMÚ a UP Olomouc, Praha, 256 s.

USACE (1998): Engineering and design: Runoff from snowmelt. US Army Corps of Engineers Manual č. 1110-2-1406, Washington DC, USA, 142 s.

VRBA, M. (1964): Sněhová akumulace v lavinové oblasti Modrého dolu v Krkonoších. Opera Corcontica, 1, s. 55-70.

WALISER, D. et al. (2011): Simulating cold season snowpack: Impacts of snow albedo and multi-layer snow physics. Climatic Change, 109, s. 95-117.

WALTER, M. T., BROOKS, E. S., MCCOOL, D. K., KING, L. G., MOLNAU, M., BOLL, J. (2005): Process-based snowmelt modeling: does it require more input data than temperature-index modeling? Journal of Hydrology, 300, č. 1-4, s. 65-75.

WEICKMANN, H. K. (1947): Die Eisphase in der Atmosphäre. Reports and Translations No. 716, Ministry of Supply (A), Volkenrode, London.

WENDLER, G., KELLEY, J. (1988): On the albedo of snow in Antarctica: A contribution to I.A.G.O. Journal of Glaciology, 11, s. 19-25.

## **7.2 Datové zdroje**

CENIA – Česká informační agentura životního prostředí, Ministerstvo životního prostředí, dostupné na: < <http://geoportal.gov.cz/web/guest/wms/> > [cit. 27. 4. 2016].

ČHMÚ – Český hydrometeorologický ústav, Ministerstvo životního prostředí.

GEOČR50 – Geologická mapa ČR 1 : 50 000. Česká geologická služba, dostupné na: <<http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/wms>> [cit. 27. 4. 2016].

KFFG PřF UK – Katedra fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze

ZABAGED – Základní báze geografických dat České republiky, ČÚZK

## 8 Seznam obrázků

Obrázek 1: Závislost množství zachyceného sněhu intercepce na intenzitě srážek (DeWalle a Rango, 2008, upraveno)

Obrázek 2: Faktory tání v různých vegetacích a orientacích svahu v studovaných územích na základě dat 2010 – 2014 (Jeníček et al., 2015, upraveno)

Obrázek 3: Vymezení zájmové lokality (ArcČR, ČÚZK – Ortofoto)

Obrázek 4: Geologická mapa povodí Ptačího potoka (ArcČR, ČGS – geologická mapa ČR)

Obrázek 5: Výškové a sklonitostní poměry povodí Ptačího potoka (ArcČR, ZABAGED)

Obrázek 6: Průměrné měsíční teploty vzduchu na Ptačím potoce za období leden 2008 – prosinec 2015 a průměrné měsíční srážkové úhrny na Filipově Huti za období leden 2003 – prosinec 2014 (data: KFGG, ČHMÚ)

Obrázek 7: Rozložení srážek v povodí Ptačího potoka v průběhu března a dubna s průměrnými denními úhrny srážek pro jednotlivé dny za období leden 2003 – prosinec 2014 (data: ČHMÚ)

Obrázek 8: Průměrné denní průtoky na stanici Modrava v hydrologických letech 1930 – 2011 (data: KFGG)

Obrázek 9: Průměrné denní průtoky v závěrovém profilu Ptačího potoka v hydrologických letech 2008 – 2015 (data: KFGG)

Obrázek 10: Krajinový pokryv v povodí Ptačího potoka (vektORIZACE Adam Blšťák, upraveno v programu ArcGIS)

Obrázek 11: Poloha měřených bodů jednotlivých lokalit v povodí Ptačího potoka (letecké snímkování – mapy.cz, foto: Mgr. Ondřej Matějka)

Obrázek 12: Rozmístění zájmových lokalit v povodí Ptačího potoka

Obrázek 13: Vodní hodnota sněhu v měřených termínech pro otevřenou plochu

Obrázek 14: Vodní hodnota sněhu v měřených termínech pro kůrovcem poškozený les

Obrázek 15: Vodní hodnota sněhu v měřených termínech pod zdravým lesem

Obrázek 16: Vodní hodnota sněhu v měřených termínech v blízkosti měřicí stanice SPA (otevřená plocha / částečně poškozený les)

Obrázek 17: Rozdílové rastry znázorňující vývoj hodnot SWE (úbytku sněhu) na jednotlivých lokalitách Ptačího potoka mezi čtvrtým (1. dubna) a pátým (6. dubna) termínem měření

Obrázek 18: Modelový průběh SWE pro jednotlivé typy lokalit v období tání na Ptačím potoce (data: KFGG)

## 9 Seznam tabulek

Tabulka 1: Hustota sněhu v závislosti na typu sněhové pokrývky (Singh a Singh, 2001, upraveno)

Tabulka 2: Hodnoty albeda pro různé typy povrchů (Seibert et al., 2014, upraveno)

Tabulka 3: Proměnné ovlivňující  $m_f$  (DeWalle a Rango, 2008, upraveno)

Tabulka 4: Vliv dešťových srážek na  $m_f$  pro les a otevřenou plochu (Singh a Singh, 2001, upraveno)

Tabulka 5: Naměřené údaje pro lokality zájmového území v jednotlivých termínech

Tabulka 6: Výsledné charakteristiky tání pro jednotlivé typy lokalit